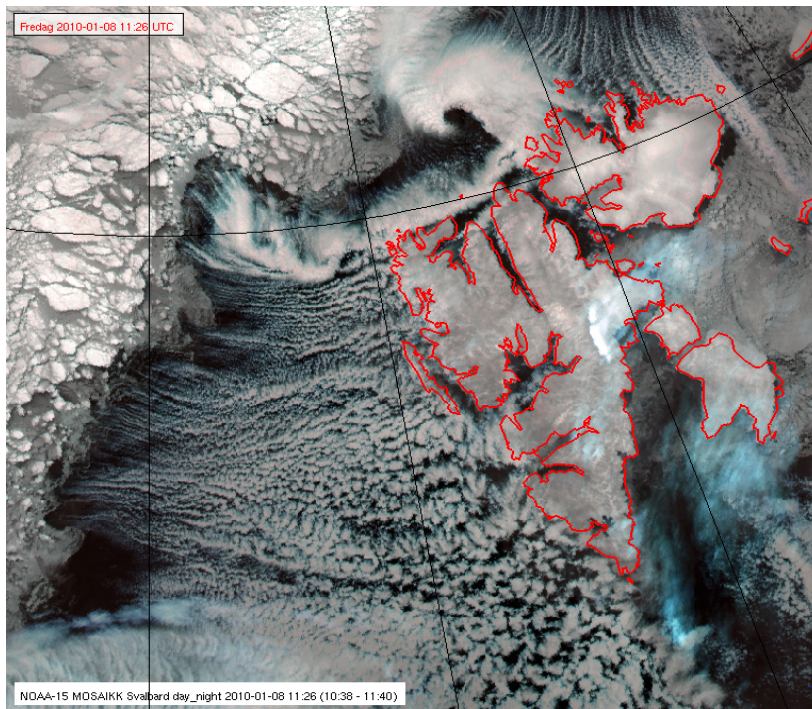


Master Thesis, Department of Geosciences

DET POLARE LAVTRYKKET NORD FOR SVALBARD, 8. JANUAR 2010.

*MODELLSTUDIE AV DRIVMEKANISMENE BAK DET
POLARE LAVTRYKKET.*

Nina Martinsen



UNIVERSITY OF OSLO

FACULTY OF MATHEMATICS AND NATURAL SCIENCES

DET POLARE LAVTRYKKET NORD FOR SVALBARD, 8. JANUAR 2010.

*MODELLSTUDIE AV DRIVMEKANISMENE BAK DET
POLARE LAVTRYKKET.*

Nina Martinsen



Master Thesis in Geosciences

Discipline: Meteorology

Department of Geosciences

Faculty of Mathematics and Natural Sciences

University of Oslo

01.11.2011.

© **Nina Martinsen, 2011**

This work is published digitally through DUO – Digitale Utgivelser ved UiO

<http://www.duo.uio.no>

It is also catalogued in BIBSYS (<http://www.bibsys.no/english>)

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission.

ABSTRACT

Extreme mesoscale weather in the Arctic region often forms in the vicinity of the ice edge. A polar low was observed in the region between Svalbard and the ice cap, 8. january 2010. This was the first polar low to have been spotted north of Spitsbergen, but also the first one to form north of 80°N.

A series of fine mesh (1 km) experiments using the Weather Research and Forecasting (WRF) model are performed in order to examine the structure of the cyclone and the airflow within it and to determine the physical processes important for its development. The HIRLAM12 model was used for comparison.

Observations show that the ice edge was simulated to close east of Svalbard. Due to the strong stability around the ice edge, and the fact that the ice edge deviated from the observed one in the satellite images, the polar low was underestimated. A control run was performed where the ice edge was moved further north and east. The position of the low became more exact, and due to the reduced static stability and the increased surface heating, the low became more intense. The polar low was similar to previous case studies in that it had a clear, calm, and warm eye structure, with the convection organized in a comma-cloud band. The highest wind speed (20 ms^{-1}) was found in the eye wall.

The high wind speed during the deepening stage resulted in high surface sensible and latent heat fluxes of about 500 and 250 Wm^{-2} , respectively. Several sensitivity experiments were designed to analyse the physical properties of the polar low, and to test the possibilities of triggering a polar low through certain modifications of the surface conditions. Physical processes such as condensational heating and/or latent/sensible heat fluxes were turned on/off throughout the simulation, making it suitable to study the direct effects of the physical processes. The experiments suggest that the deepening stage of the polar low was dominated by baroclinic growth and that upper-level potential vorticity forcing contributed throughout its life cycle. After the deepening stage, the baroclinicity was still important in maintaining the disturbance. It is argued that its development is enhanced by large lapse rates that exist in the region of formation, since baroclinic theory indicates that growth rates are large when the static stability is low. The sensible heat transfer from the ocean surface was not an immediate cause of the deepening, but it plays an important role in the overall development

by decreasing the stability of the environment, thereby allowing the aforementioned mechanisms to operate more effectively.

Keywords: polar lows, surface fluxes, baroclinic instability, air-sea interactions, numerical experiments.

FORORD

Først og fremst vil jeg takke min hovedveileder Jón Egill Kristjánsson for en spennende oppgave som til tross for frustrasjon rundt modellproblemer, har bidratt til at jeg har lært utrolig mye. Jón Egill har alltid vært tilgjengelig med tilrettelegging, gode råd og ideer til arbeidet.

Stor takk til min medveileder Ivan Føre for hans evne til å vise interesse og engasjement for denne oppgaven, og for alltid å være behjelpelig når jeg forstyrrer hans doktorgradsarbeid. Jeg setter stor pris på den veiledningen jeg har fått i form av konstruktive tilbakemeldinger og nyttige tips og diskusjoner av resultater i innspurten.

Takk til Meteorologisk institutt ved Øyvind Sætra som har vært hjelpsom med tilrettelegging og bruk av HIRLAM- koder for blant annet å visualisere i DIANA. Takk til Gunnar Wollan som har vært svært behjelpelig når WRF og Matlab ikke har samarbeidet.

Arbeidet med denne oppgaven hadde ikke vært mulig uten den positive energien blant mine studiekamerater på lesesalen. Takk til Signe Røysland Sørli og Hanne Beate Skattør som leste korrektur.

Helt til slutt en stor takk til mine nærmeste, som har vist stor tålmodighet med meg og latt arbeidet med masteroppgaven få styre hverdagen den siste tiden.

Oslo, oktober 2011

Nina Martinsen



INNHALDSFORTEGNELSE

ABSTRACT	3
FORORD	5
1 INTRODUKSJON.....	3
1.1 BAKGRUNN.....	3
1.2 HISTORIE.....	4
1.3 FORMÅLET MED OPPGAVEN.....	7
2 TEORI FOR POLARE LAVTRYKK	11
2.1 DEFINISJON	11
2.2 KOMMASKYER	11
2.3 KALDLUFTSUTBRUDD	13
2.4 BAROKLIN INSTABILITET	15
2.4.1 BAROKLIN INSTABILITET I POLARE OMRÅDER	17
2.5 LATENTE OG FØLBARE VARMEFLUKSER.....	17
2.5.1 VARMEFLUKSER I ARKTIS	19
2.6 POTENSIELL VIRVLING.....	20
2.6.1 PV-ANOMALIER.....	22
2.7 SYKLOGENESE I POLARE LAVTRYKK	23
2.7.1 VEKSELVIRKNINGER.....	25
2.8 CISK.....	26
2.9 WISHE.....	27
3 METODER.....	29
3.1 NUMERISK MODELLERING	29
3.2 WRF MODELLEN	29
3.2.1 VERTIKALKOORDINATEN, η	31
3.2.2 DISKRETISERING I ARW	32
3.2.3 NØSTEDE GITTER.....	33
3.2.4 MODELLOPPSETT	34
3.3 HIRLAM	35
3.4 DIANA	36
3.5 MATLAB.....	37
4 UTVIKLINGEN TIL DET POLARE LAVTRYKKET 8. JANUAR 2010.....	38
4.1 SYNOPTISK ANALYSE	38

5	MODELLRESULTATER.....	45
5.1	TESTKJØRING.....	45
5.2	UTVIKLINGEN TIL DET POLARE LAVTRYKKET I KONTROLLKJØRINGEN.....	46
5.3	VARMEFLUKSER FRA OVERFLATEN I KONTROLLKJØRINGEN	52
5.4	STATISK STABILITET OG BETINGELSER I ØVRE NIVÅER I KONTROLLKJØRINGEN.....	56
5.5	KONTROLLKJØRINGEN SETT FRA ET PV-PERSPEKTIV	58
6	EKSPERIMENTERING AV LAVTRYKKETS FØLSOMHET	61
6.1	BETYDNINGEN AV KONDENSASJONSVARME.....	61
6.2	BETYDNINGEN AV ENERGIFLUKSER FRA OVERFLATEN	63
6.3	BETYDNINGEN AV ISKANTEN	70
6.3.1	DEN ARKTISKE ISKANTEN JANUAR 2010.....	70
6.3.2	FORHOLDENE SETT I SAMMENHENG.....	71
6.3.3	JANUAR 2010 SAMMENLIKNET MED TIDLIGERE ÅR.....	72
6.3.4	ET SKIFTE I DEN ATMOSFÆRISKE SIRKULASJONEN	73
7	DISKUSJON OG SAMMENDRAG	75
7.1	FORSLAG TIL METODE OG VIDERE FORSKNING	78
	BIBLIOGRAFI	80
	INTERNETTSIDER	88
	APPENDIKS	89
	APPENDIKS A: TABELLER	90
	APPENDIKS B: TILLEGGSFIGURER FRA HIRLAM12 MODELLEN.....	92
	APPENDIKS C: TILLEGGSFIGURER FRA WRF MODELLEN	100

1 INTRODUKSJON

1.1 BAKGRUNN

Værvarsling er et område som er gjenstand for aktiv forskning, drevet fremover av fordelene en oppnår med nøyaktige værvarsler. Meteorologer er kontinuerlig ute etter å øke deres evne til å kunne forutsi været. Dagens værvarsler er basert på avanserte numeriske varslingsmodeller, som inkluderer dataassimilasjonsmetoder og satellittdata (Hilton m.fl., 2009). Selv om de numeriske operasjonelle varslingsmodellene stadig utvikles, er fremdeles varsling av ekstremvær på mesoskala en stor utfordring på høyere breddegrader. Generelt gir numeriske værmodeller større feil i Arktis enn på midlere breddegrader (Nordeng m.fl., 2007). Noen av årsakene er at tilgjengeligheten av observasjonsdata i Arktis er svært begrenset. Satellitter bidrar derfor til å fylle viktige observasjonelle hull, men på tross av god tidsmessig dekning av polarbanesatellitter er de enda ikke i stand til å kompensere for mangelen på data (Kristjánsson m.fl. 2011b).

Værfenomener på høyere breddegrader er i tillegg ofte dårlig representert i dagens værvarslingsmodeller. Denne mangelen skyldes delvis de små romlige skalaene for å løse prosesser som er ansvarlig for alvorlige værfenomener, der for eksempel polare lavtrykk er av en størrelsesorden mindre enn sykloner på synoptiske skala. I tillegg er konveksjon¹, som er en viktig komponent i utviklingen av polare lavtrykk (Rasmussen og Turner, 2003), en stor utfordring for numeriske værvarslingsmodeller (Yano og Geleyn, 2010). Numeriske værvarslingsmodeller er også kjent for å ha store skjevheter i sin behandling av det planetære grenselaget i Arktis (Tjernström m.fl., 2005). Disse skjevhetene kan i betydelig grad svekke evnen til å simulere værfenomener (Kristjánsson m.fl. 2011b).

En av de store utfordringene er å forutsi polare lavtrykk, som er intensive mesoskala² sykloner som oppstår over havområder på høyere breddegrader. Polare lavtrykk skiller seg fra lavtrykk på midlere breddegrader ved deres relativt lille skala, varierende fra noen hundre kilometer til 1000 kilometer, og deres forholdsvis korte levetid, fra timer til dager (Grønås &

¹ Konveksjon er vertikal transport av luft.

² Mesoskala fenomener har en horisontal utstrekning (skala) på mellom 10 og 1000 kilometer. Eksempler på slike fenomener er kraftige bygeskyer, små nedbørbånd og polare lavtrykk (<http://snl.no/mesoskala>).

² Mesoskala fenomener har en horisontal utstrekning (skala) på mellom 10 og 1000 kilometer. Eksempler på slike fenomener er kraftige bygeskyer, små nedbørbånd og polare lavtrykk (<http://snl.no/mesoskala>).

Kvamstø, 1995). Under et polart lavtrykk kan vindstyrken komme opp i orkan styrke, over 30 ms^{-1} . Lavtrykket kan gi fra seg store mengder snø og regn, og føre til veldig urolig sjø (Rasmussen & Turner, 2003). Polare lavtrykk inntreffer som oftest i områder med sterk konveksjon av fuktighet og store temperaturkontraster mellom relativt varmt overflatevann og kalde islagte områder. Småskala polare lavtrykk beveger seg ofte uten å bli observert mens de beveger seg gjennom Bering- eller Norskehavet, før de når Alaska eller Norskekysten. For å kunne forutsi dannelsen og utviklingen til polare lavtrykk på en mer nøyaktig måte, er det derfor svært viktig å forstå dynamikken som ligger bak disse intense syklonene.

1.2 HISTORIE

Historisk sett har polare lavtrykk blitt erfart i lang tid. I det som sannsynligvis er en av de første historiske referansene til ekstremvær på høyere breddegrader, skrev dikteren Petter Dass (1647-1707) om hvordan fiskevær ble ødelagt da de fleste av den mannlige befolkningen omkom i samme storm. Han nevner spesielt en episode, da opptil 500 menn druknet da de ble overrasket av en storm som dukket opp uten forvarsel (Rasmussen & Turner, 2003). I følge Kari Wilhelmsen (Grønås & Skeie, 1999) har 56 fartøy forlist og 342 mennesker mistet livet i slike ulykker gjennom det 20. århundre. Den tidligste forskningen på alvorlige mesoskala værsystemer i Arktis går tilbake til år 1950, og siden den gang har det vært en rekke studier angående strukturen og dynamikken i alvorlig Arktisk vær, se blant annet Harrold & Browning (1969), Rabbe (1987) og Grønås m.fl. (1987).

Tidlig i forskningen på polare lavtrykk mente man at de ble dannet fra en termal instabilitet i kalde luftmasser som beveget seg over varmt hav (Dannevig, 1954; Businger & Reed, 1989). Denne teorien ble støttet av et stort antall satellittbilder som viste tilstedeværelsen av konvektive spiralformede skyer, noen med et skyfritt øye i sentrum, i utviklingen av mange polare lavtrykk. Denne teorien beskrev likevel ikke like effektivt opprinnelsen og opprettholdelsen av den organiserte sirkulasjonen av cumuluskyer som ble observert rundt den sykloniske virvelen.

Rasmussen (1979) innførte teorien om CISK³ for å forklare opprinnelsen til polare lavtrykk. I følge CISK-teorien oppstår polare lavtrykk fra en forstyrrelse som utnytter tilgjengelig

³ Conditionally Instability of the Second Kind

potensiell energi (CAPE⁴, se seksjon 2.8) gjennom medvirkende tilbakekopling mellom cumuluskyer og storskala konvergens av fuktighet. CISK teorien ser bort i fra omkringliggende baroklinitet (Montgomery & Farrell, 1992). Historisk var CISK ment å beskrive veksten fra tropiske fordypninger til fullutviklede stormer (Charney & Eliassen, 1964; Ooyama, 1969), men som Ooyama (1982) oppdaget, kunne akronymet også knyttes til diskusjonen av dannelsen av polare lavtrykk.

Emanuel & Rutunno (1989) kalte polare lavtrykk for ”arktiske orkaner”. Dette skyldtes at strukturen i polare lavtrykk lignet strukturen i tropiske sykloner. De utviklet WISHE⁵-teorien som innebærer at vekselvirkningen mellom hav og luft er essensiell for dannelsen av polare lavtrykk. Denne teorien legger vekt på økningen av energiflukser fra havoverflaten og neglisjerer den omkringliggende barokliniteten. Denne teorien krever også en velutviklet forstyrrelse for å initiere en vekselvirkning mellom hav og luft.

Under en studie av polare lavtrykk stilte Harrold & Browning (1969) spørsmål ved nødvendigheten av en dyp, organisert konveksjon for å utvikle et polart lavtrykk. Det polare lavtrykket i studien var karakterisert ved konveksjon langs en skrå, smal flate i stedet for en dyp cumuluskonveksjon, noe som kunne indikere baroklin vekst. I den samme studien diskuterte Harrold & Browning andre polare lavtrykk som ble dannet i form av en temperaturgradient i lavere nivåer, og de konkluderte med at polare lavtrykk også kunne utvikles dersom en baroklin instabilitet var tilstede i samme område.

Mansfield (1974) utvidet observasjonsstudiet gjort av Harrold & Browning (1969) med en numerisk tilnærming. Han anvendte teorien for normale moder på de to ulike tilfellene av polare lavtrykk som ble nevnt av Harrold & Browning, og viste at vekstraten, bølgelengden og fasehastigheten til de polare lavtrykkene var i nær likhet med forutsetningene som er gjort i baroklin teori. På grunn av den lave tropopausen i arktiske luftmasser, den sterke statiske stabiliteten og stor Coriolisparameter, vil den maksimale barokline bølgeveksten ventes å inntreffe på mye mindre horisontale skalaer enn på midlere breddegrader (Holton, 2004), noe som er konsistent med den observerte størrelsen på polare lavtrykk (200-1000 km i diameter).

⁴ Convective Available Potential Energy

⁵ Wind Induced Surface Heat Exchange

Barokline polare lavtrykk avviker fra polare lavtrykk som er drevet av konveksjon ved ulike form og skymønster som er assosiert med virvelen. Sistnevnte er karakterisert ved spiralformede skybånd med konvektive celler, mens den førstnevnte er identifisert ved kommaformede- eller stratiforme skyer. Selv om konveksjon spiller en rolle i utviklingen av kommaskyer, er den begrenset til en smal 'tunge', slik at den dominerende effekten vil være baroklinitet (Reed & Blier, 1986).

Hoskins m.fl. (1985) brukte isentropisk potensiell virvling til å undersøke om påvirkninger i øvre nivåer kunne være avgjørende for en utvikling av sykloner på synoptisk skala. Denne antagelsen ble senere modifisert av Montgomery & Farrell (1992) til å gjelde polare lavtrykk, da det viste seg at påvirkningen av en potensiell virvling (PV) anomali i øvre nivåer i atmosfæren var viktig for dannelsen av polare lavtrykk. Dette ble mer og mer akseptert i årene som gikk (se Businger, 1987; Businger & Baik, 1991; Shapiro m.fl., 1987; Nordeng & Rasmussen, 1992).

Flere tidligere studier har vist at polare lavtrykk er svært følsomme for blant annet temperaturen på havoverflaten (SST) og utbredelsen av havis (Roch m.fl., 1991; Albright m.fl., 1995; Heinemann, 1998). Studien utført av Roch m.fl. (1991) viste utviklingen av et polart lavtrykk øst i Hudson Bay, 8-9. Desember 1988. Denne studien avslørte at variasjonen i isdekket signifikant påvirket overflatetrykket og vindfordelingen assosiert med lavtrykket. Studien ble utvidet av Albright m.fl. (1995) for å undersøke betydningen av SST og overflateflukser under utviklingen av det polare lavtrykket. I dette eksperimentet ble SST hevet med 8 K, noe som både medførte at styrken på det polare lavtrykket økte signifikant og at vindhastigheten økte til storm styrke. Mailhot m.fl. (1996) og Førre m.fl. (2011a) gjennomførte numeriske studier av polare lavtrykk som viste svært høye følbare varme-flukser ($1200-1400 \text{ W m}^{-2}$) nær iskanten, og sistnevnte studie fant at følbare varme var en avgjørende faktor for å drive det polare lavtrykket etter fordypningen.

Observasjonelle, teoretiske og numeriske studier viser at det er et komplekst samspill av fysiske mekanismer som ligger til grunn for å forklare utviklingen av et polart lavtrykk:

- Baroklin instabilitet i lavere nivåer og en PV-anomali i høyden som vekselvirker med hverandre.
- Organisert konveksjon av fuktighet etterfulgt av frigjort kondensasjonsvarme.

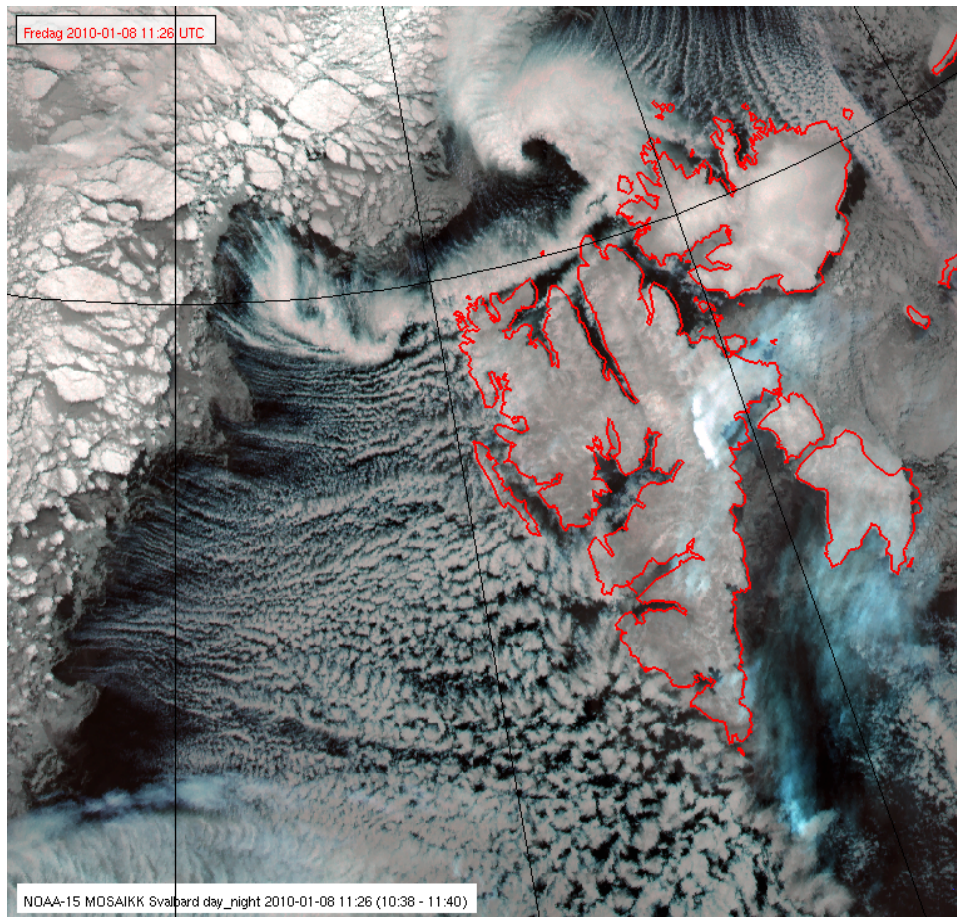
- Dypning av syklonen som følge av uvanlig høy oppvarming av grenselaget ved høye energiflukser fra overflaten.

Det er tydelig at det er et spektrum av ulike drivmekanismer bak utviklingen av et polart lavtrykk, og at disse mekanismene varierer i hvert tilfelle. Dette blir det fokusert på i denne oppgaven.

1.3 FORMÅLET MED OPPGAVEN

Et polart lavtrykk inntraff for første gang nord for Svalbard (se Figur 1.1), den 8. januar 2010. Fenomenet i seg selv er ikke uvanlig på denne tiden av året, men plasseringen er forskjellig fra tidligere. Et polart lavtrykk så langt nord har aldri blitt registrert tidligere, blant annet fordi dette området pleier å være islagt eller ha mye drivis. Drivis bidrar til at man ikke får den samme oppvarmingen som man får over rent, åpent hav. Signifikante forskjeller i temperaturen mellom isen, som er en god isolator, og åpent havområde fører til en transport av både varmeklukser og fuktighetsflukser til atmosfæren (<http://metlex.met.no/>).

Drivstoffet i disse arktiske stormsentrene er varmt overflatevann, og lavtrykkene mister sin styrke når de kommer inn over land/is. Redusert utbredelse av sjøis gir økt aktivitet av skipstrafikk og fiskeri i nye områder i Arktis. Av den grunn er forskning på sjøis og meteorologi, deriblant polare lavtrykk, svært nødvendig for å bedre varslingen i slike områder. Ved Værvarslinga for Nord-Norge har det siden 1999 blitt registrert opp mot 80 polare lavtrykk innenfor deres varslingsområde.



Figur 1.1: NOAA satellittbilde (infrarødt dag-natt bilde) over Svalbard 11.26 UTC, 8. januar 2010. Den klare spiralformede skystrukturen er tydelig nord for Svalbard, noe som indikerer et polart lavtrykk. Skygatene sørvest for lavtrykket er assosiert med et kaldluftsutbrudd fra islagt område nordvest for Svalbard. Foto: NOAA/met.no

En studie fra IPY-THORPEX-prosjektet (Kolstad & Bracegirdle, 2008) viser at ekstreme værhendelser i Arktis vil kunne forekomme hyppigere som en følge av at vinterisen trekker seg tilbake. Dette kan ha potensielt store konsekvenser for menneskelig aktivitet i nordområdene. Studien avslører at områder langs den sørlige kant av ishavet, inkludert Barentshavet, Beringhavet og Beauforthavet vil bli utsatt for mer ekstremvær i fremtiden. Til nå har disse områdene vært tynt befolket, men kommersiell aktivitet øker stadig som en følge av at isen trekker seg tilbake. Dette kan føre til alvorlige konsekvenser for menneskelig aktivitet i nordområdene.



Figur 1.2: Været i Arktis kan bli ubarmhjertig, særlig om vinteren. Foto: Audun Knutsen.

For å forbedre kunnskapen om utviklingen til polare lavtrykk, har det i denne oppgaven blitt lagt vekt på det polare lavtrykket som inntraff nord for Svalbard den 8. januar 2010. Målet med oppgaven er å gi detaljert informasjon om den fulle livssyklusen til det polare lavtrykket med hensyn på de ulike drivmekanismene, og å studere intensiteten til lavtrykket i forhold til plasseringen av iskanten. Ved å flytte på iskanten, endre eller fjerne de fysiske prosessene som kondensasjonsvarme og energiflukser fra overflaten i modellkjøringene, endrer både intensiteten seg og tidspunktet når det polare lavtrykket treffer land. Siden det det polare lavtrykket i denne studien befinner seg så langt nord og nær iskanten, vil det være vanskelig å simulere det polare lavtrykket helt nøyaktig, ettersom åpent hav og derav energiflukser fra havet og inn i atmosfæren er en svært viktig energikilde for mange polare lavtrykk (Rasmussen & Turner, 2003).

Det er ikke trivielt å forstå rollen av kondensasjonsvarme og energiflukser fra overflaten kun ved å bruke observasjonsdata, heller ikke vekselvirkningen mellom baroklin instabilitet og PV- anomalier i øvre nivåer i atmosfæren. Dette er en av grunnene til at numeriske simuleringer har blitt brukt i en rekke studier av polare lavtrykk (Craig, 1996; Bresch, 1997; Bracegirdle & Gray, 2009). Når modellen dekker et begrenset geografisk område kan man

oppgi randverdiene rundt modellens ytre grenser mer nøyaktig, og endre på fysiske parametere.

På grunn av mangel på observasjonsdata i dette området, baserer denne studien seg på høyoppløselig numerisk simulering av ECMWF-analyser (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) i den fysiske versjonen av modellen WRF v.3.1 (Weather Research and Forecasting model; se seksjon 3.1). Det var nødvendig å minske den horisontale gitteravstanden til 1 km for å øke kvaliteten på simuleringen. En stor fordel med økt oppløsning kan være en mer realistisk behandling av viktige fysiske prosesser i mange mesoskala systemer (Mc Innes m.fl., 2011). Numeriske studier av konvektivt vær av Lean m.fl. (2008) og Niemela & Fortelius (2005) har likevel avdekket utfordringer knyttet til økt horisontal oppløsning, blant annet behandlingen av konveksjon. I dette arbeidet blir satellittbilder fra HIRLAM12 (High Resolution Limited Area Model) (Unden m.fl., 2002) modellen ved det norske Meteorologiske institutt brukt for å sammenligne og verifisere simuleringene fra WRF modellen. Dette gjøres ved hjelp av DIANA (DIgital ANALyse).

De fleste tidligere sensitivitetseksperimenter av polare lavtrykk har blitt utført ved å skru av begge energifluksene samtidig, som i Bresch m.fl. (1997) og Craig & Gray (1996). I denne studien vil betydningen av de individuelle energifluksene fra overflaten også bli tolket hver for seg, i tillegg til deres kombinerte effekt i forhold til kondensasjonsvarme.

Resten av denne oppgaven er inndelt som følger: Kapittel 2 tar for seg teorien som ligger til grunn for at polare lavtrykk skal oppstå; kaldluftsutbrudd, kommaskyer, baroklin instabilitet, latente og følbare varme flukser, potensiell virvling, syklogenese, PV-anomalier i øvre nivåer, og drivmekanismer som CISK og WISHE. Videre tar kapittel 3 for seg datametodene som har blitt brukt i denne oppgaven; WRF modellens oppbygning og betydning, HIRLAM modellen, DIANA og Matlab. Kapittel 4 beskriver utviklingen av det polare lavtrykket 8. januar 2010, og den synoptiske situasjonen blir analysert gjennom satellittbilder. I kapittel 5 vil modellresultater fra WRF bli presentert gjennom Matlab plott, og sammenliknet med den synoptiske analysen. I kapittel 6 presenteres sensitivitetseksperimenter; betydningen av PV-koblinger, betydningen av kondensasjonsvarme, og betydningen av flukser av følbare og latent varme. I tillegg blir betydningen av iskanten diskutert. I siste kapittel vil det bli en diskusjon av resultatene og en konklusjon.

2 TEORI FOR POLARE LAVTRYKK

Dette kapitlet beskriver de ulike teoriene som ligger til grunn for å forklare dannelsen og utviklingen av et polart lavtrykk. For en mer detaljert beskrivelse av teorien for polare lavtrykk, henvises leseren til Rasmussen & Turner (2003).

2.1 DEFINISJON

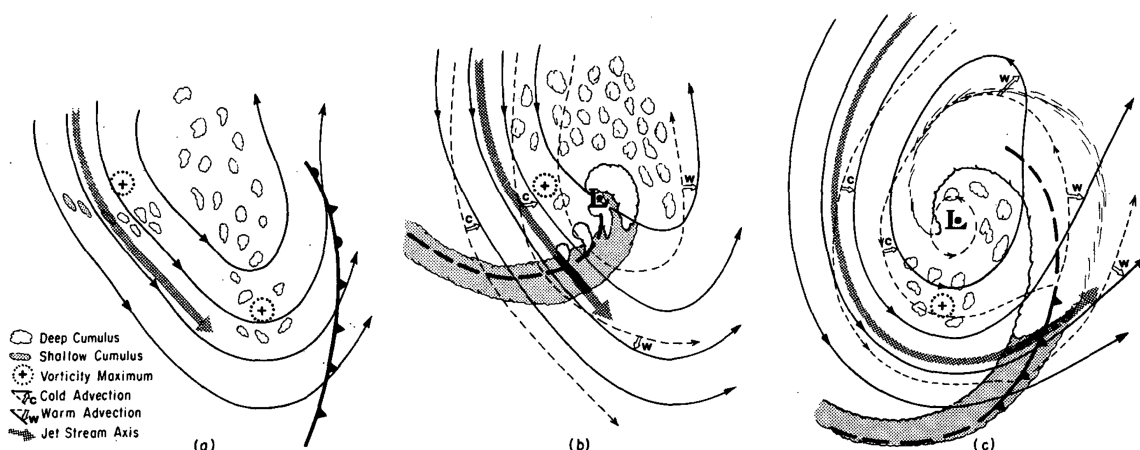
Det er vanskelig å finne en kort og presis definisjon av et polart lavtrykk. Dette skyldes at det er stor variasjon av drivmekanismer bak et slikt lavtrykk som kan være av stor betydning for utviklingen av systemene (Wilhelmsen, 1985; Businger & Reed, 1989; Bracegirdle & Gray, 2008). Ulike typer polare lavtrykk kan formes ut i fra hva som er energikilden bak, det er derfor snakk om et ”spektrum” av polare lavtrykk. Rasmussen og Turner (2003) definerer et polart lavtrykk som følgende:

“Polare lavtrykk er små, intense maritime sykkloner som dannes på polsiden av en baroklin sone. Horisontalskalaen til et polart lavtrykk er mellom 200 og 1000 kilometer i diameter, og de har en overflatevind nær storm styrke”.

Polare lavtrykk kan inntreffe i begge hemisfærer, men de ble først observert i Norskehavet, mer spesifikt langs kysten av Norge. Det viser seg at de klimatologiske betingelsene som spiller inn under dannelsen av et polart lavtrykk er favorisert på den nordlige halvkule. Denne regionen er utvilsomt den best dokumenterte med hensyn på klima i litteraturen.

2.2 KOMMASKYER

I de senere årene har det blitt en økende oppmerksomhet rundt virvler som dannes i polare luftmasser. Disse virvlene oppstår oftest over havområder om vinteren, med opprinnelse i områder med forsterket cumuluskonveksjon der det utvikles et komma eller spiralformet skymønster etter hvert som de modnes. Den raske utviklingen og det at forstyrrelser oppstår på småskala, gjør disse systemene vanskelige å varsle. Businger & Reed (1989) fant at den kommaformede strukturen kan relateres til polare lavtrykk der kald tørr luft beveger seg over en varmere havoverflate, et område med forsterket konveksjon.



Figur 2.1. : Skjematisk figur av utviklingen til kommaskyer: (a): Dannelsesfasen; (b): Intensiveringsfasen; (c): Modningsfasen. Konturer av 500 hPa flaten er vist med heltrukne linjer; stiplede linker indikerer isobarlinjer på overflaten. De andre symbolene er beskrevet i figuren (Reed & Blier, 1986).

Reed & Blier (1986) beskrev i detalj utviklingen av en kommasky. Den fulle utviklingen er illustrert i Figur 2.5. Dannelsesfasen, figur a) er karakterisert ved to virvlingsmaksimum; den første ofte på baksiden av en kaldfront eller okkludert front, den andre lenger oppstrøms. Et område med forsterket konveksjon, bestående først og fremst av middels høye skyer, formes over områder med positiv virvling. Den termale adveksjonen er i denne fasen svak, men en synlig baroklinitet eksisterer i nærheten av kommaskyen. Et lavtrykk på overflaten kan bli synlig på dette tidspunktet. Intensiveringsfasen, figur b), er preget av sterk virvling og termal adveksjon. Kommaet er plassert i et område der adveksjon av positiv virvling i høyden finner sted, foran det andre virvlingsmaksimumet. En svak varmadveksjon finner sted foran kommaet, og en tydelig kaldadveksjon bak. De primære egenskapene til intensiveringsfasen er:

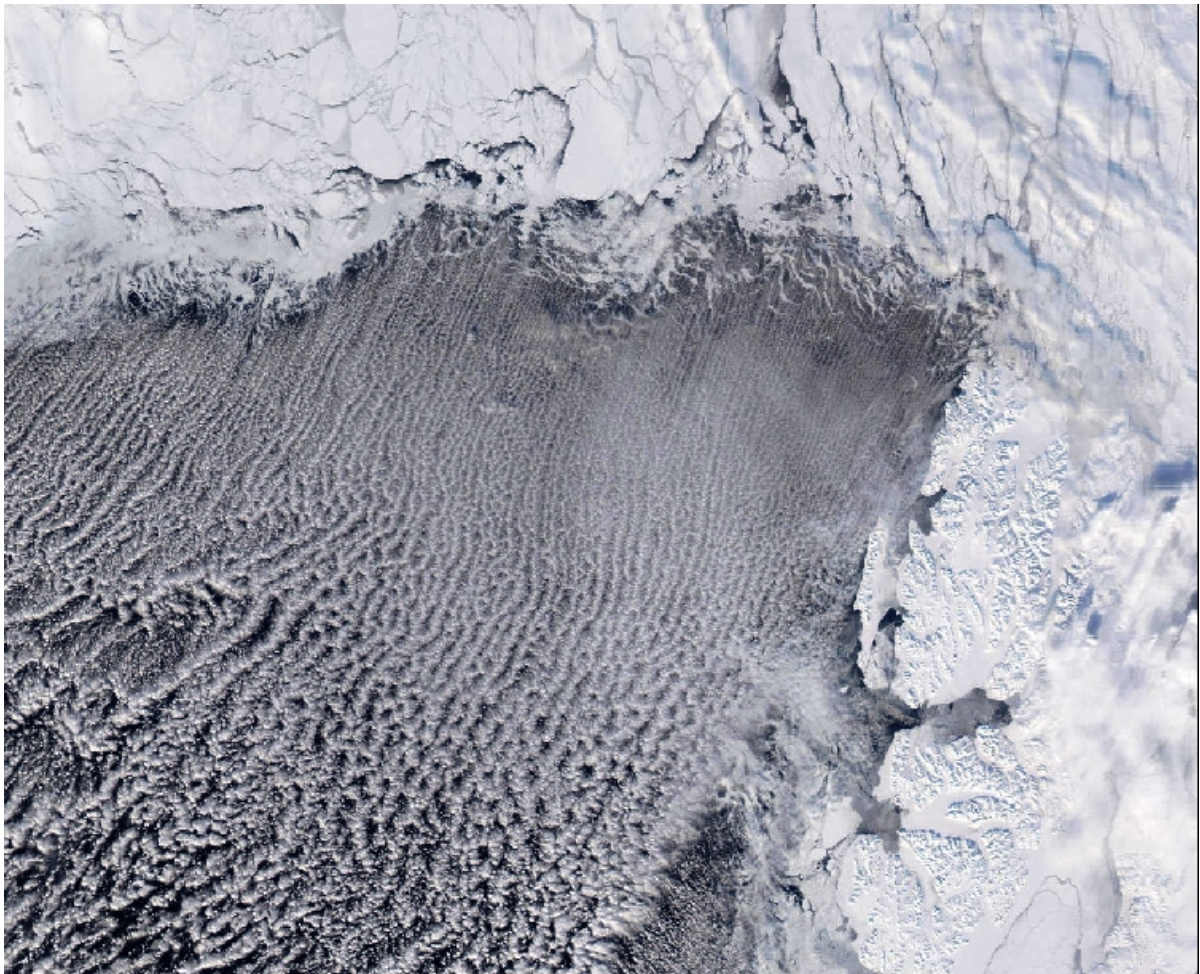
- Vekst og organisering av konveksjon som er assosiert med adveksjon av positiv virvling.
- Dannelsen av et kommaformet skymønster over en syklonisk sirkulasjon på overflaten. Den organiserte dype konveksjonen er sammensatt av diskrete mesoskala elementer som vokser i størrelse. Ut fra kommaet strekker det seg en hale med relativt grunne cumulus- og stratocumulusskyer. Et lavtrykk på overflaten er plassert under 'hodet' til kommaskyen.

I den modne fasen, figur c), flytter kommaskyen seg på forsiden av tråget i høyden, og vokser til sin fulle størrelse. Lavtrykket på overflaten når også sin fulle styrke og dybde. Området med uorganisert dyp konveksjon minker i størrelse og blir lokalisert på baksiden av kommaet. Den vesentlige virvlingen og den termale adveksjonen vedvarer. De dypere skyene består nå av stratiforme og konvektive komponenter. De stratiforme komponentene dominerer innerst i kommaet (Reed & Blier, 1986).

2.3 KALDLUFTSUTBRUDD

Selv om synoptiske lavtrykksystemer er enormt viktig for klimaet i Norskehavet, vet vi at denne regionen også er utsatt for ekstreme mesoskala værphenomener av ulik grad. Dette resulterer i en rekke interessante meteorologiske og oseanografiske phenomener, som spiller en direkte rolle i dynamikken i det globale klimasystemet. Når kalde tørre luftmasser advekteres fra det frosne Arktiske området til den marginale issonen og deretter til åpent vann i Norske- eller Barentshavet, resulterer det i en dramatisk endring i overflatetemperatur og tilgjengelig fuktighet. Dette gir opphav til sterke overflateflukser fra havoverflaten og inn i det planetære grenselaget, som videre utløser en konveksjon av fuktighet videre opp i troposfæren. Dette fenomenet kalles et "kaldluftsutbrudd" (Marine Cold-air Outbreak, MCAO) (Kolstad & Bracegirdle, 2008; Bracegirdle og Gray, 2008). Bevis for denne interaksjonen kan sees på satellittbilder som tynne parallelle skygater (Figur 2.2).

Grenselaget vil straks bli endret i forhold til dybde, temperatur, fuktighet, skydekke osv. På grunn av den store graden av varmeklukser mellom hav og luft som er involvert, og stadig inntreffende kaldluftsutbrudd vinterstid, er disse av klimatologisk relevans og ofte regnet som nødvendige for utviklingen av et polart lavtrykk (Bracegirdle og Gray, 2009).



Figur 2.2: Kaldluftsutbrudd over Framstredet observert fra satellitten Aqua (Modis instrumentet), 10:40 UTC 30. Mars 2003. De markerte skygatene indikerer sterk konveksjon.

2.4 BAROKLIN INSTABILITET

Baroklin instabilitet er en type dynamisk instabilitet forbundet med en baroklin sone i atmosfæren, et område av atmosfæren der tettheten avhenger både av trykk og temperatur (Rasmussen & Turner, 2003). Baroklin instabilitet er knyttet til et vertikalskjær i gjennomsnittstrømmen. Dette kan relateres til den horisontale temperaturgradienten ($\nabla_p T$) gjennom termalvindlikningen (Bluestein, 1993).

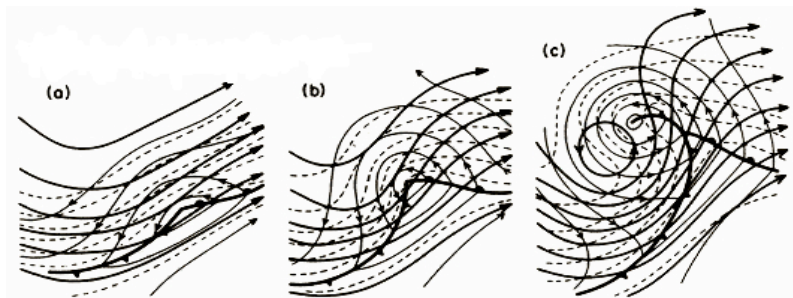
$$\frac{\partial \vec{V}_T}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} \vec{k} \times \nabla_p T \quad (2.1)$$

hvor \vec{V}_T er termalvinden, p er trykket, R er den ideelle gasskonstanten, f er Coriolisparameteren og T er temperaturen. Instabiliteten i et baroklint område øker ved å konvertere den potensielle energien assosiert med den gjennomsnittlige $\nabla_p T$ til kinetisk energi, gjennom stigende varmluft og synkende kald luft (Holton, 2004).

Ved å anta at en svak bølgelignende perturbasjon blir startet av en prosess i en ellers uniform sonal strøm, vil det medføre at den meridionale bevegelsen forbundet med perturbasjonen 'bøyer' de opprinnelige rette øst-vest orienterte isothermene. Dette medfører at en bølge i temperaturfeltet dannes. Denne bølgen vil være plassert $\frac{1}{4}$ bølgelengde vest for bølgen i trykk (geopotensial) feltet. I fraværet av andre påvirkninger, vil den horisontale temperaturadveksjonen som er knyttet til det geostrofiske vindfeltet, fortsette å bøye isothermene fra opprinnelig øst-vest retning. Dette resulterer i at temperaturbølgen forsterkes. For at bølgen skal fortsette å vokse, må den kinetiske energien øke. Dette skjer gjennom en termalrettet sirkulasjon der kald luft synker og varm luft stiger slik at det oppstår et fallende trykk i sentrum, det vil si en konvertering av potensiell energi til kinetisk energi (Rasmussen & Turner, 2003). Et lavtrykk under utvikling er illustrert i Figur 2.3.

I figur 2.3 a) observeres det en perturbasjon i en baroklin sone. Under den raske utviklingsfasen er det flere vekselvirkninger mellom strømningene i øvre og lavere nivåer i atmosfæren, med en sterk kaldluftsadveksjon på vestsiden av lavtrykket i lavere nivåer, og en svakere varmluftsadveksjon på østsiden. Dette mønsteret av termal adveksjon kommer fra

det faktum at et tråg⁶ i 500 hPa som ligger vest for lavtrykket på overflaten, ligger på tvers av 1000-500 hPa tykkelseslinjene. Vinden er rettet mot større tykkelsesverdier vest for lavtrykket på overflaten, og mot mindre tykkelse øst for lavtrykket. Ettersom systemet fortsetter å utvikle seg (Figur 2.3 b), fører dreiningen av strømmen i øvre nivåer til et skarpere tråg i 500 hPa og en økende divergens i øvre nivåer, med et fallende trykk på overflaten. Dette medfører en videre utvikling av lavtrykket.



Figur 2.3: Skjematiske konturer av 500 hPa flaten (tykke heltrukne linjer), konturer av 1000 hPa flaten (tynne heltrukne linjer), og konturer av 1000-500 hPa tykkelsesflaten (stiplet linje), illustrerer utviklingsprosessen til et lavtrykk (Palmén & Newton, 1969).

Figur 2.3 antyder at syklonen i lavere nivåer og tråget i øvre nivåer utvikler seg samtidig som en kontinuerlig prosess i den barokline utviklingen. I mange tilfeller starter utviklingen ved at en sterk baroklin bølge som er vel definert i øvre eller midtre nivåer (Figur 2.3 a), beveger seg over en allerede eksisterende frontal sone i lavere nivåer. Når området med adveksjon av virvling møter virvelen i lavere nivåer med tilhørende sterke horisontale temperaturgradienter, vil den termale adveksjonen i lavere nivåer bli viktig for å fremskynde en syklogenese i lavere nivåer.

⁶ Tråg utløper fra et lavtrykk, karakterisert med et v-formet isobarmønster, eller "lavtrykksrenne" (metlex.met.no).

2.4.1 BAROKLIN INSTABILITET I POLARE OMRÅDER

Betydningen av baroklin instabilitet i utviklingen av polare lavtrykk har blitt undersøkt via ulike typer numeriske og teoretiske studier (Rasmussen & Turner, 2003). Med tanke på baroklin instabilitet i polare områder, er det mulig å skille mellom instabilitet i lavere nivåer som hovedsakelig er begrenset til grunne grenselag, typisk (men ikke alltid) langs iskanter, og 'dyp instabilitet' som involverer dypere barokline lag lenger ut fra iskanten. Gjennom en studie gjort av Mansfield (1974), ble det klart at polare lavtrykk hadde en mye mindre bølgelengde og raskere utvikling enn større systemer. Bølgelengden til den raskest voksende Eady moden var proporsjonal med Rossbys deformasjonsradius gitt ved

$$L = \frac{NH}{f} \quad (2.2)$$

Her er L Rossby deformasjonsradius, N er Brünt Väisälä frekvensen, H er dybden på laget, og f er Coriolisparameteren (Holton, 2004). Dette viser at den lille skalaen til polare lavtrykk hovedsakelig skyldes grunne grenselag. Som Mansfield viste, kan faktorer som ikke var inkludert i denne studien, som friksjon og varmeklukser fra overflaten, dempe den voksende bølgen. På den andre siden, vil det senere i denne oppgaven komme frem at varmeklukser fra overflaten kan øke vekstraten til systemet.

2.5 LATENTE OG FØLBARE VARMEFLUKSER

Når et vannmolekyl fordampes fra en vannflate og inn i atmosfæren, blir varme overført via et vannmolekyl til en luftpakke med lavere temperatur. Det er nødvendig med en energi for at vann skal fordampe til vanndamp, og vannmolekylene i vanndampen holder på denne energien som 'latent' energi. Dersom denne vanndampen går over til vann ved kondensasjon eller til is ved deposisjon blir denne energien frigjort som følbare varme i området der kondenseringen eller deposisjonen har skjedd.

Følbare varme er potensiell energi i form av termal energi eller varme. Dette er energi som er knyttet til molekylbevegelsene i et legeme, som er en del av den indre energien. Dersom det termale legemet har en temperatur som er høyere enn omgivelsene vil varmen transporteres via konduksjon, konveksjon, stråling eller en kombinasjon av disse.

Følbare og latente varmeklukser fra overflaten blir produsert ved turbulente fluidbevegelser i grenselaget. Transport ved molekylær diffusjon er neglisjerbar sammenliknet med turbulent transport. Unntaket er de øverste millimeterne over overflaten. Turbulens er karakterisert ved raske kaotiske fluktuasjoner i vindhastigheten. Turbulens produserer vertikale flukser av masse og momentum, når en stigende luftpakke har andre egenskaper enn luftpakken som synker (Hartmann, 1994). Dersom det eksisterer målinger av temperatur T , og vertikal hastighet w , ved et punkt nær overflaten, kan man beregne den vertikale fluksen av følbare varme fra det tidsmidlede produktet av den vertikale vindhastigheten og temperaturen, multiplisert med spesifikk varme og den midlede tettheten til luften:

$$\text{Stigende følbare varme} = c_p \rho \overline{wT} \quad (2.3)$$

For at dette estimatet skal bli nøyaktig må målingene av vind og temperatur bli utført ved hyppige intervaller for å definere de turbulente fluktuasjonene som produserer den vertikale transporten. Siden turbulente fluktuasjoner skjer veldig raskt, må målinger i mange tilfeller utføres oftere enn hvert sekund for å kunne beregne de turbulente fluksene.

Nær overflaten er den midlede vertikale hastigheten veldig liten sammenliknet med de typiske virvlene eller turbulente vertikale hastighetene i området, slik at bidraget til den vertikale varmekluksen er dominert av virvler. Det er flere ulike metoder for å beregne overflateflukser med observasjoner av midlede variable. Den vanligste metoden er gjennom å bruke 'Bulk aerodynamiske' formler, som relaterer de turbulente fluksene til observerte romlige midler. Det kan antas at den følbare varmekluksen er proporsjonal med temperaturdifferansen mellom overflaten og luften ved en standard høyde z_r , hvor midlede verdier er kjent. Siden noe av den kinetiske energien til turbulensen i grenselaget kommer fra den midlede vinden som blåser over overflaten, kan det antas at de turbulente fluksene også er proporsjonale med den midlede vindhastigheten U_r , ved standardhøyden z_r . Ut i fra disse antagelsene kan følbare varmeklukser relateres til midlet vindhastighet og temperatur:

$$\text{Følbare varme} = C_p \rho C_{DH} U_r (T_s - T_a(z_r)) \quad (2.4)$$

Den latente varmen kan relateres til differansen mellom den spesifikke fuktigheten q , mellom overflaten og atmosfæren ved en gitt referansehøyde:

$$\text{Latent varme} = L \rho C_{DE} U_r (q_s - q_a(z_r)) \quad (2.5)$$

I likningene over er C_p den spesifikke varmekapasiteten ved konstant trykk, og C_{DH} og C_{DE} er aerodynamiske overføringskoeffisienter for temperatur og fuktighet. De senkede bokstavene s og a indikerer verdier for overflaten (surface) og luften (air) ved et referansenivå (Hartmann, 1994). Disse overføringskoeffisientene avhenger av overflatens ruhet, 'bulk' Richardson tallet og referansehøyden. Under vanlige omstendigheter er verdiene til overføringskoeffisientene for varme, fuktighet, og momentum nærmest ekvivalente.

2.5.1 VARMEFLUKSER I ARKTIS

Vekselvirkningen mellom overflaten og atmosfæren i numeriske varslingsmodeller skjer gjennom transport av varme, fuktighet og momentum. I åpne havområder på høyere breddegrader er overflatevannet relativt mye varmere enn luftmassene over, dermed blir varme overført fra overflaten til atmosfæren på samme måte som en kokeplate varmer en kjele nedenfra. Luftmassene har svak statisk stabilitet for vertikale forstyrrelser, noe som favoriserer bygedannelse (konveksjon). Sterk vind kan gi store fluksoverføringer (Watt per kvadratmeter) av varme fra havet gjennom både følbare varme og latent varme ved fordampning. Dette resulterer i en oppvarming og destabilisering av atmosfærens grenselag.

Frigjøring av latent varme ved kondensasjon av vanndamp gir varmere luft i dype lag av troposfæren. Dette gir lavere trykk og økt kinetisk energi, det vil si økt vind ved overflaten. Ved økt vind øker varmekraftene fra havet ytterligere. Dette intensiverer bygedannelsen og kondensasjonen. Dermed blir lavtrykket enda kraftigere ved at mer latent varme frigjøres. Lavtrykket forsterkes inntil friksjonen mot overflaten balanserer utviklingen, eller ved at lavtrykket beveger seg over land eller is (www.regclim.met.no). Ut i fra teorien som omhandler varmekraft i tropiske sykloner, ser man at den latente varmen som frigjøres i bygeskyer spinner opp lavtrykkene og på den måten gir økt kinetisk energi. Utenfor tropene derimot dannes kinetisk energi primært ved omfordeling av energien i luftmasser med ulike temperaturer.

2.6 POTENSIELL VIRVLING

Det er den vertikale virvlingskomponenten man betrakter mest i den operasjonelle meteorologien. Som diskutert i Holton (2004) er potensiell virvling (PV) referert til i en rekke konsepter, med noe ulik betydning. Alt i alt beskriver det hvor mye virvling som er tilstede i en vertikal dybde i atmosfæren.

PV er et viktig verktøy for å identifisere kraften som inntreffer i høyere nivåer i atmosfæren, og som kan trigge en syklognese (Rasmussen & Turner, 2003). PV ble først definert av Rossby (1940) som ” *den virvlingen en luftkolonne ville hatt, dersom den ble brakt, isopyknisk eller isentropisk, til en standard breddegrad (f_0) og strukket eller krympet vertikalt til en standard dybde (D_0) eller vekt (Δ_0)*”.

Matematisk kan PV beskrives ved hjelp av Ertels potensielle virvlingslikning (PV-likningen) fra Ertel (1942):

$$PV = -g(\zeta_\theta + f) \frac{d\theta}{dp} \quad (2.6)$$

Ser man nøye på denne likningen kan man se at PV er sammensatt av parametere som er kjent innenfor meteorologien. Først av alt er g tyngdeakselerasjonen. I denne likningen er den relative virvlingen, ζ_θ , evaluert på isentropflater. Coriolisparameteren f beskriver den planetære virvlingen. Det siste leddet, $-\frac{d\theta}{dp}$ er et mål på den statiske stabiliteten til atmosfæren. Det er kjent at i en stabil atmosfære øker den potensielle temperaturen θ med høyden. Potensiell virvling på en isentropflate kan derfor sees på som et produkt av absolutt virvling ($\zeta_\theta + f$) og statisk stabilitet.

PV er gitt i potensiell virvlingsenheter (PVU), hvor $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$. Innenfor troposfæren vil verdiene for PV vanligvis være lave. Imidlertid øker den potensielle virvlingen raskt fra troposfæren til stratosfæren på grunn av vesentlig endring av den statiske stabiliteten. Typiske endringer av PV enheter innenfor tropopausen er fra 1 (troposfærisk luft) til 4 (stratosfærisk luft). En stor del av litteraturen viser at en PV enhet på 2 skiller troposfærisk fra stratosfærisk luft. Dette kalles for den dynamiske tropopausen.

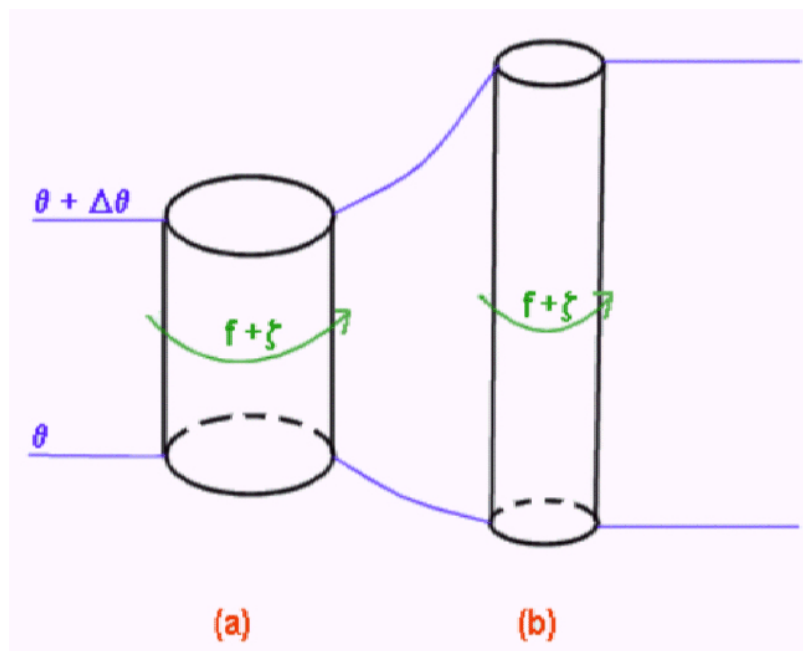
I følge Hoskins (1997) er det to basisegenskaper ved PV:

- **Bevarelse.** Dersom bevegelsen er adiabatisk og friksjonsløs, er PV bevart i bevegelse med luften.

Den første matematiske konsekvensen av dette kan utledes fra definisjonen av PV: En luftpakke vil holde den samme verdien av PV dersom den beveger seg langs en adiabat gjennom atmosfæren og dermed kan likningen for PV skrives som:

$$PV = -g(\zeta_\theta + f) \frac{d\theta}{dp} = \text{Konstant} \quad (2.7)$$

Når man antar at PV er bevart er det en nær sammenheng mellom absolutt virvling og statisk stabilitet. Figur 2.4 nedenfor viser en sylinder med topp og bunn definert av to isentropflater. Forskjellen i potensiell temperatur mellom topp og bunn er den samme for de to sylindrene. Dersom PV er bevart, og sylindren er strukket som vist i (b), avtar den statiske stabiliteten, noe som resulterer i at den absolutte virvlingen må øke. Alternativt, hvis man går fra (b) til (a), vil den statiske stabiliteten øke, og den absolutte virvlingen avta.



Figur 2.4: Illustrasjon av PV. Dersom det antas at PV er bevart, kan viktige synoptiske værssystemer identifiseres og følges i både rom og tid. Dette er en svært karakteristisk egenskap for PV.

- **Invertibilitet.** En annen egenskap med PV er invertibilitet. Gitt en PV fordeling, passelige grenseflatebetingelser og en balansebetingelse, kan PV-likningen (2.7) løses for å finne geopotensiell høyde, vindfelt, vertikalhastighet, potensiell temperatur og liknende. Videre med hjelp av invertibilitet er det mulig å kvantifisere betydningen av PV-anomalier og styrken av deres tilhørende sirkulasjon og/eller temperaturmønstre. Dette prinsippet er gjeldende uansett om diabatiske effekter (med varmeutveksling) eller friksjon spiller inn.

2.6.1 PV-ANOMALIER

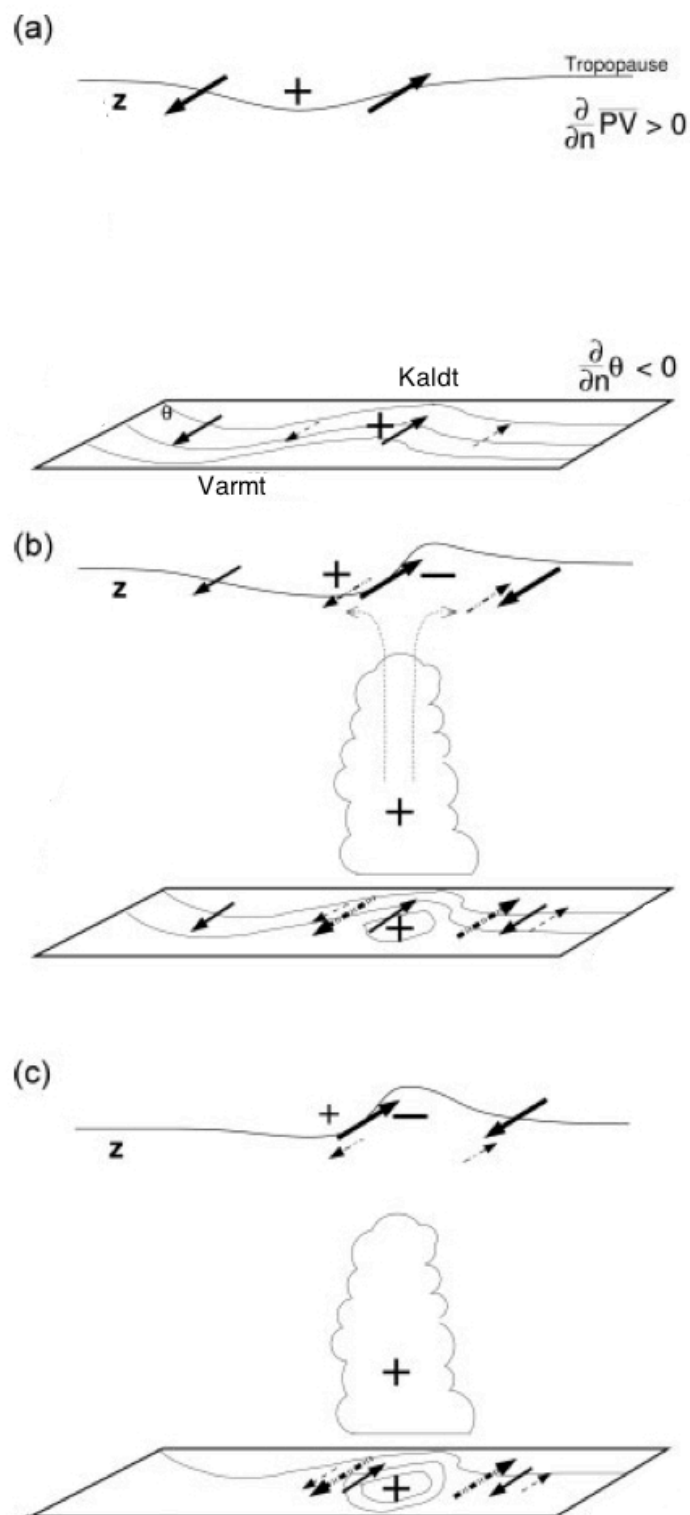
En senkning av tropopausen kan kalles en PV-anomali i øvre nivåer. En tunge med stratosfærisk luft synker isentropisk mot overflaten, gjerne vest for en kaldfront, orientert i nordøst-sørvest-retning. I det vertikale planet vil inntrengningen ha en v-form i et område gjennom en kaldfront. Dette resulterer i høye verdier av PV med hensyn til omgivelsene, og skaper en positiv PV-anomali. Disse anomaliene kjennetegnes i vanndampbilder som mørke områder. En positiv PV-anomali vil si at isentropflatene er preget av høyere verdier enn i de omkringliggende områdene (indikerer kaldere luft). Høyden på tropopausen har et lokalt minimum. I tilfellet med en negativ PV-anomali er isentropflatene preget av lavere verdier enn omkringliggende områder (indikerer varmere luft). Høyden på tropopausen har et lokalt maksimum. PV-anomalier er godt relaterte til mange av de dynamiske prosessene i troposfæren. Et tydelig eksempel på dette er tilfeller med rask syklogenese, som for eksempel under dannelsen av polare lavtrykk. En plutselig dannelse eller nedbrytning av PV kan bety at diabatiske prosesser er involvert (frigjøring av latent varme, friksjon eller stråling). Dette kan brukes som verktøy for å identifisere eller kvantifisere påvirkning av disse prosessene.

2.7 SYKLOGENESE I POLARE LAVTRYKK

Dersom potensiell energi forbundet med en gjennomsnittlig temperaturgradient blir konvertert til kinetisk energi, vil den barokline instabiliteten i området øke. Dette skjer gjennom stigende varm luft og synkende kald luft (Holton, 2004). I Norskehavet inntreffer som regel baroklin instabilitet i øvre nivåer i form av et tråg eller lavtrykk i tropopausehøyde (Noer & Ovhed, 2003).

Den sykloniske strømmen til PV-anomalien i øvre nivåer trenger ned mot overflaten i en nærmest nøytral atmosfære, og setter opp en varm overflateanomali (\ominus). En slik overflateanomali vil oppføre seg som en syklonisk PV-anomali og føre til en syklonisk bevegelse på overflaten. Dersom det oppstår en ”faselåsing”⁷, vil den sykloniske sirkulasjonen satt opp av temperaturanomalien på overflaten forsterke PV-anomalien i øvre nivåer. Dette resulterer i en økt syklonisk sirkulasjon i øvre nivåer, som igjen forsterker den positive PV-anomalien på overflaten. Som en konsekvens av denne tilbakekoblingsmekanismen øker den totale sirkulasjonen i det polare lavtrykket. Den forsterkede vertikale hastigheten over PV-anomalien i høyden, som er invers proporsjonal med den statiske stabiliteten til atmosfæren (Hoskins m.fl., 1985), medfører en rask oppstigning i lavere nivåer og konveksjon av fuktighet. Dette resulterer i kondensasjonsvarme, som igjen fører til en dannelse av positiv potensiell virvling i lavere nivåer under området med maksimal oppvarming. Dette forsterker igjen den barokline vekselvirkningen mellom den varme temperaturanomalien på overflaten og PV-anomalien i øvre nivåer. Under frigjøringen av kondensasjonsvarme vil det bli en produksjon av negativ PV over maksimum for diabatisk oppvarming. Dette forhindrer PV-anomalien i øvre nivåer fra å bli vertikalt koblet til det polare lavtrykket (Bracegirdle & Gray, 2009). En fasehelning er essensiell for gjensidig baroklin intensivering av anomaliene. Figur 2.6 illustrerer en PV-anomali i øvre nivåer som beveger seg over et baroklint instabilt område.

⁷ En lukket vekselvirkning der en PV-anomali i øvre nivåer kobles sammen med en temperaturanomali på overflaten.



Figur 2.6: En PV-anomali i øvre nivå i atmosfæren som beveger seg over et baroklint instabilt område.

Mange studier av polare lavtrykk viser at noen polare lavtrykk når sin maksimale intensitet ettersom de utvikles, før en gradvis reduksjon i intensitet finner sted før de treffer land eller is (Rasmussen & Turner, 2003). Det er kjent at en baroklin vekselvirkning mellom en PV-anomali i øvre nivåer og en baroklinitet i lavere nivåer kan forklare dannelsesfasen i de fleste utviklinger av polare lavtrykk. De ulike betydningene til PV-anomaliene gjennom dannelsesfasen til et polart lavtrykk, samt vekselvirkningen mellom dem i en senere fase av utviklingen varierer fra tilfelle til tilfelle (Bracegirdle & Gray, 2009).

2.7.1 VEKSELVIRKNINGER

Kapasiteten en PV-anomali har til å skape en sirkulasjon på overflaten avhenger av den statiske stabiliteten i lavere nivåer i troposfæren (Hoskins m.fl., 1985).

Brunt-Väisälä frekvensen, N , er et mål på den statiske stabiliteten til atmosfæren:

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} \quad (2.8)$$

Her er g gravitasjonskraften, θ er den potensielle temperaturen, og z er høyden.

Rossbyhøyden indikerer i hvilken grad det assosierte vindfeltet til en øvre PV-anomali kan trenge ned i lavere nivåer i atmosfæren. Denne er relatert til den statiske stabiliteten gjennom følgende likning:

$$H \sim \frac{fL}{N} \quad (2.9)$$

hvor f er Coriolisparameteren, og L er den horisontale skalaen (her til det polare lavtrykket) (Rasmussen & Turner, 2003). Man ser umiddelbart at en reduksjon av N vil øke Rossbyhøyden H . Forstyrrelser i høyden har da muligheten til å trenge dypere ned mot overflaten, slik at en vekselvirkning mellom øvre og nedre nivåer i atmosfæren, og deretter syklogenese, er mer sannsynlig. Det overnevnte kaldluftsutbruddet kan hjelpe til i dannelsen av en slik vekselvirkning, gjennom å advektre PV-anomalier ut over åpent havområde, hvor den statiske stabiliteten er mindre på grunn av flukser fra overflaten.

I følge Grønås & Kvamstø (1995), er avstanden mellom det laveste punktet i troposfæren og det høyeste punktet av grenselaget, $H=2,7$, en viktig parameter som kan indikere at et polart lavtrykk kan oppstå. Rossbyhøyden kan også brukes til å forklare den lille utstrekningen til

polare lavtrykk. På høyere breddegrader, er Corioliskraften sterkere (f er større), slik at det følger fra likning 2.9 at en stor nok Rossbyhøyde (H) er mulig ved mindre lengdeskalaer (L) (Rasmussen & Turner, 2003).

2.8 CISK

CISK⁸-teorien (Charney & Eliassen, 1964) beskriver en positiv tilbakekoblingsmekanisme hvor en syklon induserer oppvarming av troposfæren ved sterk konveksjon, noe som resulterer i videre forsterkning av syklonen (Bracegirdle & Gray, 2009). Syklonisk geostrofisk virvling i friksjonslaget fører til en konvergens i sentrum av lavtrykket, og fører til at luften stiger. Denne luften avkjøles og kondenserer, og utløser en cumulus konveksjon. Resultatet blir en frigjøring av latent varme og dannelsen av en varm kjerne, som skaper en divergens i øvre nivåer og et fall i trykket på overflaten. Når overflatetrykket minker konvergerer enda mer luft inn mot sentrum. Dette setter igjen i gang en konvergens i lavere nivåer som fører til at den sykloniske virvlingen i friksjonslaget forsterkes, noe som igjen øker Ekman pumpingen⁹ (Bracegirdle & Gray, 2009). Denne syklusen vil kunne fortsette helt til systemet svekkes, for eksempel ved at syklonen dør ut når den treffer land og mister sin energikilde, eller ved at friksjon bidrar til å bremse utviklingen.

Tilstedeværelsen av tilgjengelig potensiell energi (CAPE) er en nødvendig betingelse for at dette skal kunne inntreffe. CAPE er et mål på hvor mye konvektiv potensiell energi som er tilgjengelig i en statisk instabil luftpakke når den løftes fra overflaten av omgivelsene, mellom nivået for fri konveksjon (Level of Free Convection) og nivået for nøytral oppdrift (Level of Neutral Buoyancy) (Wallace & Hobbs, 2006).

For en luftpakke kan CAPE uttrykkes matematisk som følgende:

$$CAPE = \int_{LFC}^{LNB} B dz = \int_{LFC}^{LNB} g \frac{\alpha_p - \alpha_a}{\alpha_a} dz \quad (2.10)$$

⁸ Conditional Instability of the Second Kind

⁹ På mindre skala kan syklonisk vind indusere en vertikal transport som fører til konvergens i lavere lag og divergens i øvre lag.

hvor B er oppdriften, α_p er spesifikt volum av den stigende luftpakken, α_a er spesifikt volum av den omkringliggende atmosfæren, og g er gravitasjonskraften (Rytter, 2001).

I en klimatologisk studie av utviklingen til polare lavtrykk oppdaget Wilhelmsen (1985) CAPE i *alle* 38 tilfeller. I en nyere studie gjort av Linders & Sætra (2010) under IPY-THORPEX-prosjektet viste det seg derimot at dataene ikke avslørte noe betinget instabilitet. Det ble foreslått at betydningen av CAPE skulle bli vurdert ved å beregne den nødvendige tiden flukser fra havet brukte på å overføre korresponderende andel energi. Selv med den høyeste CAPE-verdien var denne tiden mindre enn én time. Det ble klart at CAPE ikke kunne relateres til et reservoar, men uttrykte derimot en fluks av energi i det den ble frigjort. Det var derfor høyt usannsynlig at CAPE målt på et hvilket som helst tidspunkt representerte en signifikant del av energibudsjettet til de polare lavtrykkene.

Polare lavtrykk har vist seg å gi betydelig nedbør (Rabbe, 1975, 1987). Dette indikerer at frigjøring av latent varme har en signifikant betydning i deres utvikling. En mulig forklaring for den usedvanlig store nedbørsmengden er at det konvektive laget kan ses å være dypt i polare lavtrykk, noe som betyr at skytoppene er høyere og kaldere. En større andel av vanddampen i den stigende luften kan kondensere. Dessuten vil veksten av de fallende iskrystallene være mer effektiv siden de oppholder seg lenger i skyen (Wallace & Hobbs, 2006). En økning i dybden på skyene vil derfor kunne produsere store mengder nedbør.

2.9 WISHE

Som et alternativ til CISK teorien, introduserte Emanuel (1986) WISHE-teorien, der en instabilitet vokser gjennom en utveksling av varme fra overflaten til atmosfæren. I polare lavtrykk vil det være en lav-nivå innstrømning mot sentrum av syklonen, noe som resulterer i økte overflateflukser fra havoverflaten i områder med høy vindhastighet (oftest nær sentrum av syklonen). Følbar og latent varme blir transportert fra havoverflaten og oppover ved turbulent varmetransport og konveksjon. WISHE-teorien antar at atmosfæren er konvektiv nøytral, det vil si at den vertikale temperaturgradienten blir tvunget til å følge fuktigadiabaten¹⁰ (Emanuel, 1986). Dette resulterer i ingen tilgjengelig CAPE. Som i CISK-

¹⁰ Fuktigadiabaten for mettet luft avtar med $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

teorien, vil det også i WISHE-mekanismen være dannelse av en varm kjerne (Rasmussen & Turner, 2003). Syklonens vekstrate er styrt av prosesser i grenselaget; flukser av varme og fuktighet.

CISK og WISHE har eksistert parallelt siden åttitallet som begrepsmodeller for tropiske sykloner. Den seneste litteraturen inkluderer begge teoriene i analyser av polare lavtrykk, ved å bruke både konvergens fra fuktighet eller overflateflukser som resonnement. Det er klart at videre forskning kreves for å få en bedre forståelse av rollen til konveksjonen i utvikling av polare lavtrykk.

3 METODER

Metodene som har blitt brukt for å analysere data i denne oppgaven, blir beskrevet i dette kapitlet.

3.1 NUMERISK MODELLERING

Atmosfæriske modeller er utviklet for å kunne studere meteorologisk informasjon for fremtidige tidspunkt på gitte områder og høyder for å forbedre kunnskapen om hvordan atmosfæren oppfører seg. Det er utviklet en rekke forskjellige numeriske prognosemodeller for vær, vind, strøm og bølger i stor skala som viser nyanser i utvikling og prognoser tilpasset hvert enkelt område ut i fra lokale betingelser. Modellene kan utvikles og beregnes basert på spesielt definerte kriterier for det enkelte området. Slike finskalamodeller gjør det mulig å gjennomføre mer nøyaktige beregninger av meteorologiske parametere som i større grad øker sikkerheten i værvarslene.

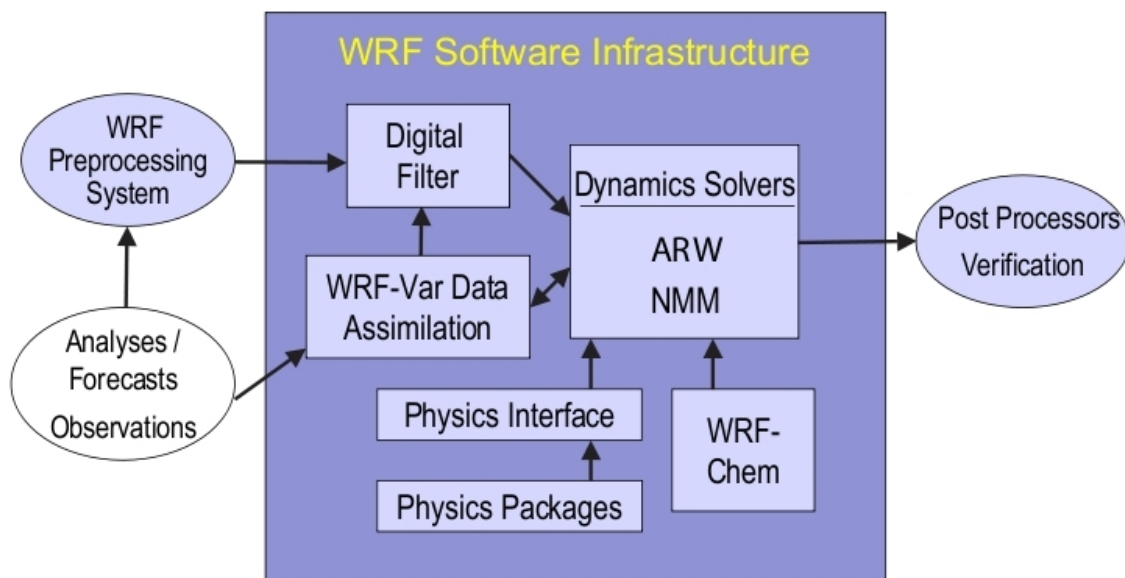
Gjennom de siste tiårene har de numeriske modellene utviklet seg fra å være endimensjonale forenklinger til tredimensjonale komplekse verktøy som gjenspeiler atmosfæren. Likevel er det fortsatt begrensninger som skyldes oppløsning og tilgjengelig data. Av den grunn skilles det ofte mellom globale og regionale modeller. I denne studien benyttes den numeriske modellen WRF som modellverktøy.

3.2 WRF MODELLEN

Weather Research and Forecasting modell (WRF), versjon 3.1.1 er et mesoskala numerisk værvarslingsystem designet for å tjene både operative prognose og atmosfæriske forskningsbehov. WRF er egnet for et bredt spekter av applikasjoner, på tvers av skalaer fra meter til tusenvis av kilometer. Applikasjonene inkluderer nåtid numerisk værvarslings, dataassimilasjon, parameterisert fysisk forskning, regionale klimasimulasjoner, modellering av luftkvalitet, kobling mellom atmosfære og hav, og idealiserte. WRF tilbyr en modell som er fleksibel og effektiv beregningsmessig, samtidig som den benytter de fremskritt som har blitt gjort innenfor fysikk og numerikk, og innenfor dataassimilasjon.

WRF ble utviklet som et samarbeid, prinsipielt mellom National Center for Atmospheric Research (NCAR), the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), the National Centers for Environmental Prediction (NCEP), the Forecast Systems Laboratory (FSL), the Air Force Weather Agency (AFWA), the Naval Research Laboratory, the University of Oklahoma og the Federal Aviation Administration (FAA).

Hovedkomponentene i WRF systemet utgjør dynamiske løsere, fysiske pakker som samsvarer med de dynamiske løserne, programmer for initialisering, the Pre-Processing System (WPS), WRF-Var, og WRF-Chem (Skamarock m.fl., 2008). Det er to dynamiske løsere: the Advanced Research WRF (ARW), hovedsakelig utviklet ved NCAR, og NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model) utviklet ved NCEP. Hovedkomponentene i WRF modellens system er vist i Figur 3.1.



Figur 3.1: WRF-systemets komponenter (Skamarock m.fl., 2008).

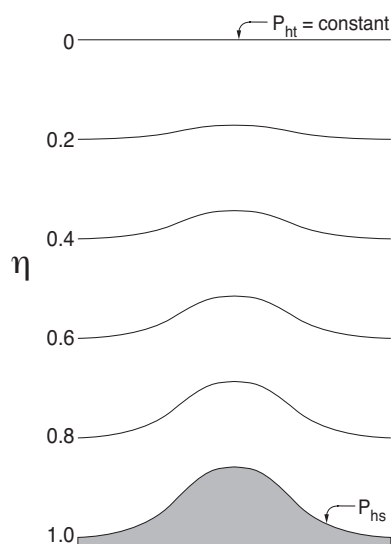
I denne oppgaven blir Versjon 3.1 av WRF modellen brukt, som inkluderer den dynamiske løseren the Advanced Research WRF (ARW) sammen med fysiske skjemaer og dynamiske/numeriske valgmuligheter som er compatible med løseren WRF-Var.

3.2.1 VERTIKALKOORDINATEN, η

ARW-løseren integrerer kompressible, ikke-hydrostatisk Eulerligninger på fluksform ved å bruke vertikale koordinater som følger terrenget. Toppen av modellen er en konstant trykkflate (se Figur 3.2) og den vertikale koordinaten, η , varierer mellom verdien 1 på overflaten til 0 i den øvre grensen av modelldomenet. Denne vertikale koordinaten kalles også for en vertikal massekoordinat (Skamarock m.fl., 2008) og er definert som følgende:

$$\eta = (p_h - p_{ht})/\mu \quad \text{hvor} \quad \mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (3.1)$$

der p_h er den hydrostatisk komponenten av trykket, og p_{hs} og p_{ht} refererer henholdsvis til verdier langs overflaten og øvre grenser.



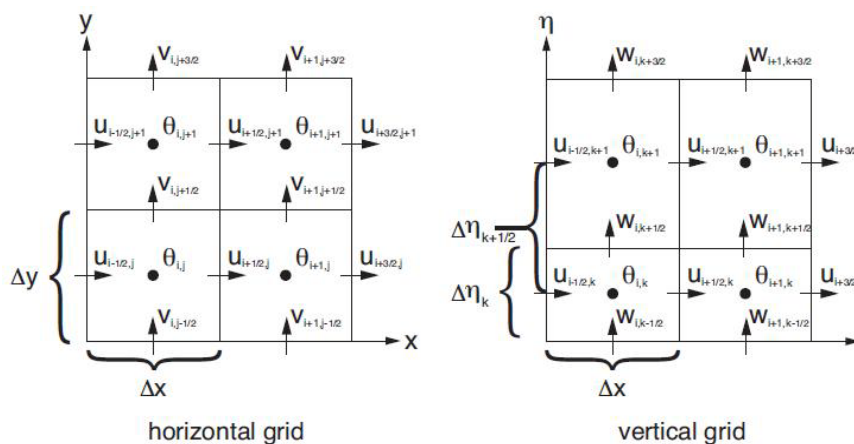
Figur 3.2: ARW η koordinat (Skamarock m.fl., 2008).

ARW løseren benytter et "time-split" andre- og tredjeordens Runge-Kutta-skjema (RK3) for tidsintegreringen (Skamarock m.fl., 2008). Det vil si at de lavfrekvente, meteorologisk signifikante modene integreres med et tredje ordens Runge-Kutta-integreringsskjema. De høyfrekvente, mindre signifikante, akustiske modene integreres med et skjema med mindre tidskritt, for å bevare den numeriske stabiliteten. En generell tilnærming er å benytte et tidskritt seks ganger verdien av gitterstørrelsen, for å unngå numerisk instabilitet, gitt at de

er av samme enhet (videre forklaring av tidsintegrasjonsskjema finnes i Wicker & Skamarock, 2002).

3.2.2 DISKRETISERING I ARW

Den diskrete oppdelingen som benyttes romlig for å løse ligningssystemet i ARW, er et såkalt Arakawa-C-grid. Figur 3.3 gir en oversikt over hvordan de ulike variablene er plassert i gitteret. Variablene for hastighet og geopotensial beregnes for alle η -nivåene. Vertikalt ligger geopotensialet θ midt i gitterrutene, mens vertikalhastigheten w ligger på gitteret sine grenser. Dette refereres til som henholdsvis halvnivåer og helnivåer. I horisontalen ligger normalhastighetene u og v en halv gitterrute fra den termodynamiske variabelen θ . Fra u og v beregnes adveksjonen mellom gitterrutene.

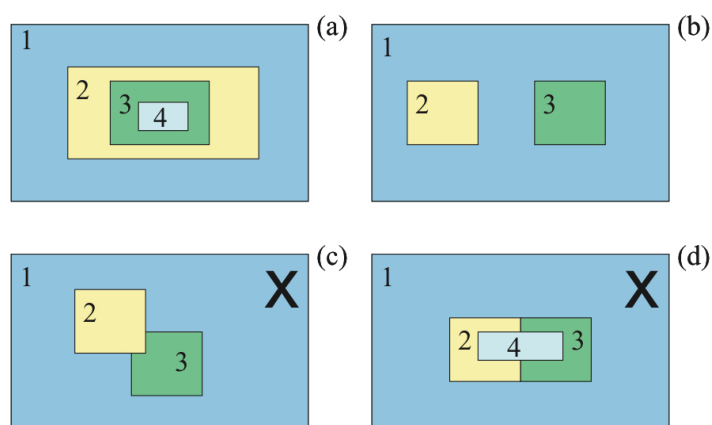


Figur 3.3: Arakawa C-gitteret benyttet horisontalt (venstre) og vertikalt (høyre) (Skamarock m.fl., 2008).

De ulike fysiske kategoriene som benyttes i ARW er mikrofysikk, cumulusparameterisering, det planetære grenselaget, landoverflate-modell og stråling. Brukeren har ulike valgmuligheter innenfor skjemaer som gir en beskrivelse av de fysiske prosessene i WRF (Skamarock m.fl., 2008).

3.2.3 NØSTEDE GITTER

Nøstede gitter benyttes når det ønskes å fokusere på et utvalgt område med høyere oppløsning enn hoveddomenet, et kompromiss mellom lokal og regional modellering. Dette gir brukeren muligheten til å observere flere områder av gangen, men likevel omfatte et stort ytre domene. ARW inkluderer horisontal nøsting. Forholdet mellom oppløsningen i de nøstede gitterene, $\Delta x_{grov}/\Delta x_{fin}$, må være et heltall. For at den numeriske stabiliteten skal bevares i de nøstede gitterene, deles tidsskrittets lengde (Δt) på forholdet mellom gitterene. Som tidligere nevnt, vil forholdet mellom Δt og Δx være omkring faktor seks. Det finnes to ulike typer nøsting: enveisnøsting og toveisnøsting. Disse illustrerer to ulike måter ytre og indre gitter kan vekselvirke på. For enveisnøsting vil grensebetingelsene til det indre gitteret være bestemt av verdiene i det ytre gitteret, mens i toveisnøsting vil det være en informasjonsstrøm begge veier. Det vil si at det indre gitteret vil kunne ha tilbakekobling utover til gitteret med lavere oppløsning. Brukeren kan selv velge hva slags nøsting som er passende for kjøringen. I ARW eksisterer det to ulike metoder for nøsting. Den første er teleskopisk, der flere nøstede gitter er plassert inni hverandre, og der det innerste gitteret har høyest oppløsning (Figur 3.4 a)). Den andre muligheten er å ha flere indre gitter med samme oppløsning plassert i ulike områder (Figur 3.4 b)). I denne oppgaven benyttes et oppsett der tre domener er nøstet teleskopisk.



Figur 3.4: Ulike metoder for nøsting. De to øverste figurene viser lovlig nøsting a) Teleskopisk og b) nøsting på samme nivå. De nederste figurene er metoder for nøsting som ikke er lovlige (Skamarock m.fl., 2008).

3.2.4 MODELLOPPSETT

I denne oppgaven brukes tre domener der gitteravstanden endrer seg fra 9 x 9 km i det ytterste gitteret til 1 x 1 km i det innerste domenet. Tabell 3.1 viser en oversikt over de tre domenene og deres endring i forhold til størrelse og oppløsning. Oppløsningen endres med faktor tre mellom domenene både i tid og rom. Med fokus på området mellom iskanten og Svalbard ble polarstereografiske koordinater valgt i WRF til dette studiet. De tre domenene dekker Svalbard og det isfrie havområdet i januar 2010. For alle domenene benyttes enveisnøsting. Det er da kun en informasjonsstrøm fra det ytre til det indre domenet. Det viste seg i simuleringene av det polare lavtrykket, at gitteravstanden måtte være 1 x 1 km for at lavtrykket skulle observeres. Det er derfor først og fremst kun domene D3 som det legges vekt på i dette studiet. For å forklare hvorfor simuleringen av det polare lavtrykket ga bedre resultater med høyere oppløsning, vil det være nyttig å ta hensyn til konveksjon og latent varme. Som beskrevet av Van Delden og Neggers (2003), vil latent varme i den midtre troposfæren skape en positiv PV-anomali i lavere nivåer og dermed bidra til en fordypning av et lavtrykk med varm kjerne. Det er derfor klart at modellens evne til å håndtere konveksjon er avgjørende for en god simulering av dannelsen og fordypningen av et lavtrykk der latent varme er av betydning.

DOMENE	GITTERAVSTAND	GITTERPUNKTER
D1	9 x 9 km	199 x 134
D2	3 x 3 km	402 x 297
D3	1 x 1 km	612 x 477

Tabell 3.1: Oversikt over domenenes størrelse og oppløsning ved simuleringene.

Meteorologiske initialverdier og grenseflater som benyttes i WRF er hentet fra European Center for Medium-range Weather Forecast (ECMWF) for 00 UTC 7. januar til og med 12 UTC 9. januar 2010. Disse tilpasses i WRF-Preprocessing-System (WPS) sammen med geodata for domenet og er grunnlaget for inputfilene i modellen. Dataene er meteorologiske

reanalyser, basert på modell og observasjoner, og blir oppdatert hver sjettede time. Disse dataene inkluderer også oppdatert informasjon om sjøisen på det aktuelle tidspunktet.

Som nevnt har brukeren ulike valgmuligheter innenfor hvilke fysikkskjemaer som kan brukes i simuleringene. I denne studien har valg av skjemaer for de ulike kategoriene blitt listet opp i tabell 3.2.

- 60 vertikale nivåer
- 9, 3 og 1 km gitter.
- ECMWF (25 km analyse) har blitt brukt som start- og grensebetingelse.
- Tidspunkt for modellkjøring: 00 UTC 7. januar 2010 til og med 12 UTC 9. januar 2010.

FYSIKKATEGORI	FYSIKKSKJEMA
Sky mikrofysikk	Thompson m fl. Skjema
Konveksjon av fuktighet	Betts-Miller-Janjic skjema
Prosesser i grenselaget	Yonsei University skjema
Landoverflate	Noah Land Surface modell
Prosesser i overflatelag	MM5 similarity
Langbølget stråling	RRTM skjema
Kortbølget stråling	Dudhia skjema

Tabell 3.2: Valg av fysikkskjemaer I ARW.

De viktigste resultatene av modellkjøringene fra WRF er profiler av bakketrykk, temperaturprofiler, vertikalprofiler av vindstyrken og vindretning, PV-profiler og profiler av varmeflukser (se kapittel 5).

3.3 HIRLAM

I denne oppgaven har simuleringer fra den operasjonelle værvarslingsmodellen som brukes av Meteorologisk institutt, blitt brukt for å verifisere WRF kjøringene. HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) er en regional numerisk atmosfæremodell, som lager 66 timers prognoser fra fire daglige analysetider (00, 06, 12 og 18 UTC). Initial og randbetingelser blir normalt tatt fra ECMWF (Haugen m.fl., 2008). De nyeste prognosene blir alltid brukt, slik at HIRLAM kjøringen 00 UTC, vil bruke ECMWF sin 18 UTC kjøring fra dagen før.

HIRLAM er en hydrostatisk gridpunkt-modell, som inneholder z-komponenten i momentum likningen (Bluestein, 1993).

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (3.2)$$

som forenkles til

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (3.3)$$

Dette skyldes at $\frac{Dw}{Dt} = 0$. Følgelig er den vertikale akselerasjonen ikke modellert eksplisitt.

Tidsstegene i modellen er semi-implisitte, med semi-Lagrangian adveksjon og 6. ordens horisontal diffusjon (HIRLAM.org, 2011). For mer detaljert informasjon, se HIRLAM.org eller Unden m.fl. (2002).

I denne oppgaven brukes HIRLAM med 12 km horisontal gitteravstand og med 60 vertikale nivåer. De prognostiske variablene som horisontale vindkomponenter u , v , temperatur T , spesifikk fuktighet q og lineær geopotensiell høyde G , er definert på fulle modellnivåer. Trykket p , geopotensiell høyde og vertikal vindhastighet er beregnet på “halv- nivåer”.

I denne oppgaven har WRF simuleringer fra 18 UTC 7. januar 2010 til og med 21 UTC 8. januar 2010 blitt evaluert opp mot en HIRLAM12-analyse fra de samme tidspunktene for å validere varslingen. Siden HIRLAM12-modellen alltid bruker de nyeste prognosene fra ECMWF som randbetingelse, antas det at analysen kan sammenliknes med WRF-simuleringene. For å visualisere HIRLAM12-analyser på kart, brukes DIANA.

3.4 DIANA

DIANA (DIgital ANAlyse) er et visualiserings- og produksjonsverktøy for meteorologiske og oseanografiske data utviklet ved met.no (met.no, 2011). Programmet kan blant annet vise radar- og satellittbilder samt vise resultater fra meteorologiske og oseanografiske modeller (met.no, 2011). Dette programmet har blitt brukt til å vise ulike modellparametere både i det

horisontale og vertikale, til å vise satellittbilder, og observasjoner som varmeflukser, temperatur- og vindprofil.

3.5 MATLAB

Matlab er et interaktivt, matrise-basert system for numeriske beregninger og visualisering. MATLAB-navnet er en forkortelse for MATrix LABoratory. Matlab rutinen har i denne studien blitt brukt til å produsere blant annet plott av overflatetrykk, vertikal vindhastighet, varmeflukser og SST - T500 hPa.

4 UTVIKLINGEN TIL DET POLARE LAVTRYKKET 8. JANUAR 2010.

Dette kapitlet beskriver utviklingen av det polare lavtrykket på synoptisk- og mesoskala i perioden 18 UTC 7. januar 2010 til og med 18 UTC 8. januar 2010. Dette dekker forløperstadiet og den fulle livssyklusen til det polare lavtrykket. Den synoptiske analysen er basert på infrarøde satellittbilder fra AVHRR¹¹-instrumentet om bord på polarbanesatellitten NOAA, samt HIRLAM-analyser med 12 km oppløsning (se seksjon 3.3). Det er vesentlig å nevne at det har vært lite data tilgjengelig fra HIRLAM12-modellen. Dette skyldes først og fremst at det er få målinger i dette området, og at Meteorologisk institutt kun har spart på de mest vesentlige dataene (pers. komm. Øyvind Sætra). Dette gjør analysen dessverre noe begrenset.

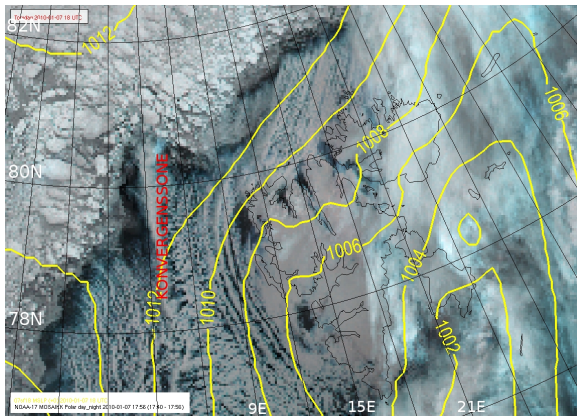
4.1 SYNOPTISK ANALYSE

Figur 4.1 viser satellittbilder gyldig fra 17:56 UTC 7. januar til og med 17:33 UTC 8. januar. Gjennomsnittlig bakketrykk (1000 hPa) fra HIRLAM12-analysen er lagt oppå disse satellittbildene ved omtrent samme tidspunkt.

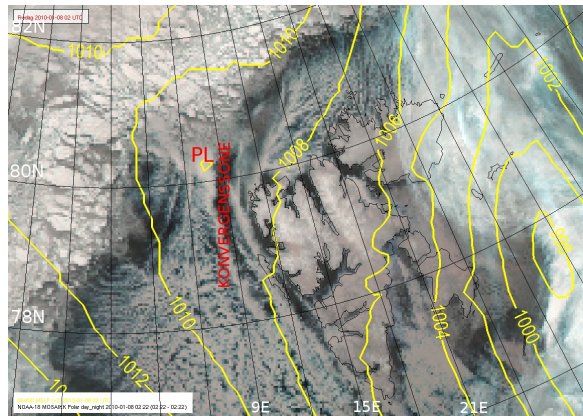
Forløperen til det polare lavtrykket var et synoptisk lavtrykk som befant seg sørvest for Svalbard den 6. januar 2010 (ikke vist). I løpet av de neste 24 timene beveget dette synoptiske lavtrykket seg nordøstover samtidig som det minket i størrelse. Den sykloniske strømmen forbundet med dette lavtrykket har advektert relativt varm, og fuktig luft i området øst og nord for Svalbard, samtidig som arktisk tørr og kald luft strømmet sørover fra isen nordøst og nordvest for Svalbard.

¹¹ Advanced Very High Resolution Radiometer

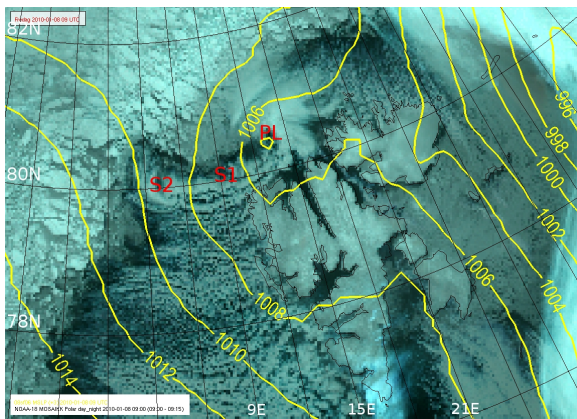
a) 17:56 UTC 7. januar



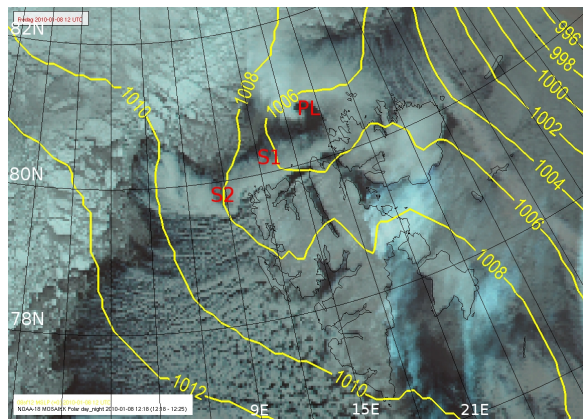
b) 02:22 UTC 8. januar



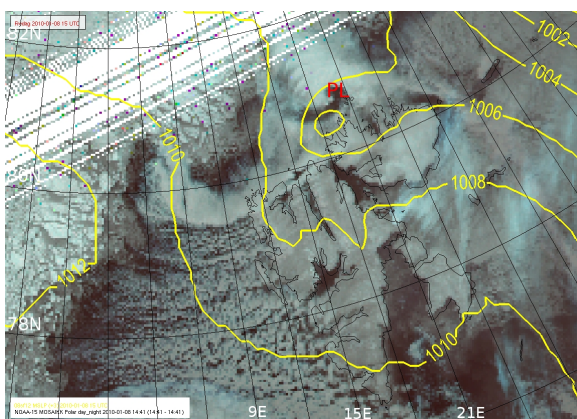
c) 09:00 UTC 8. januar



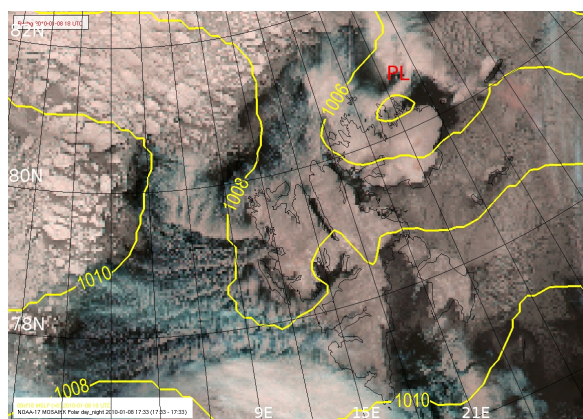
d) 12:18 UTC 8. januar



e) 14:41 UTC 8. januar



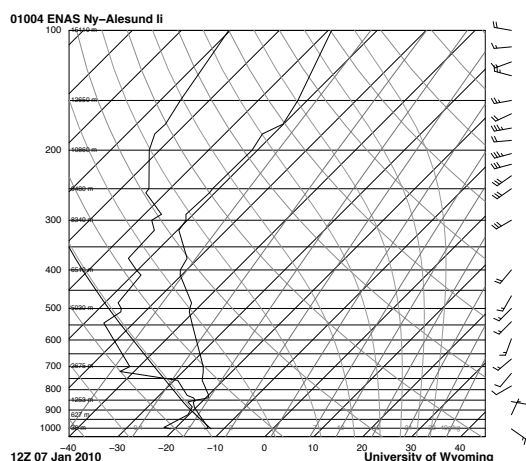
f) 17:33 UTC 8. januar



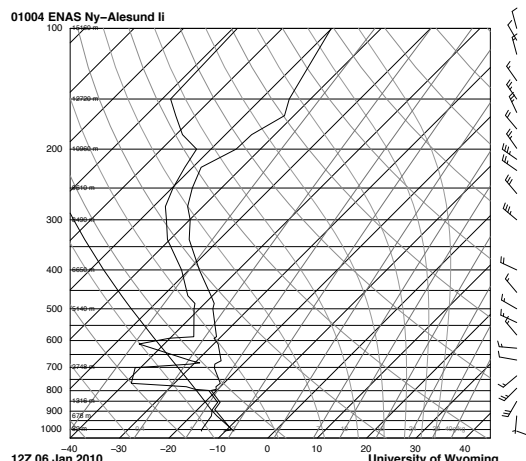
Figur 4.1: NOAA satellittbilder (infrarød kanal dag-natt) viser utviklingen til det polare lavtrykket. Plassert over satellittbildene ligger gjennomsnittlig bakketrykk (gule konturer, hPa) fra HIRLAM12 analysen ved omtrent samme tidspunkt. Satellittbildene er vist for a) 17:56 UTC 7. januar; b) 02:22 UTC 8. januar; c) 09:00 UTC 8. januar; d) 12:18 UTC 8. januar; e) 14:41 UTC 8. januar; f) 17:33 UTC 8. januar. Det polare lavtrykket er merket PL. Kystlinjen er vist i svart.

Et bevis på denne adveksjonen av kald luft vises i vertikale profiler fra sonderinger gjort ved radiosonde-stasjonen i Ny-Ålesund (<http://weather.uwyo.edu>) i perioden 12 UTC 6. januar 2010 til og med 12 UTC 8. januar 2010 (Figur 4.2).

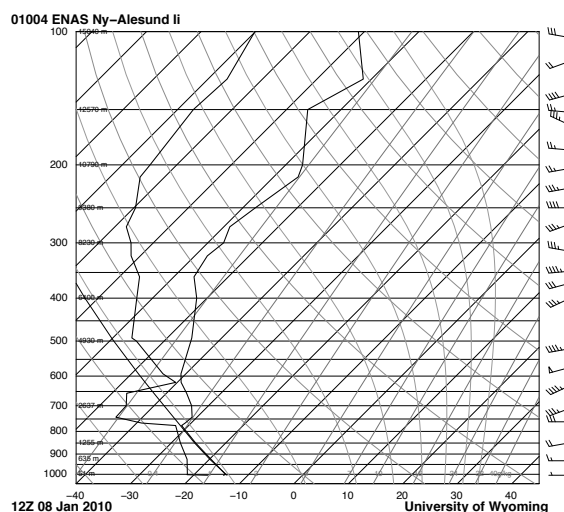
a) 12 UTC 6. januar 2010



b) 12 UTC 7. januar 2010



c) 12 UTC 8. januar 2010



Figur 4.2: Vertikale sonderinger fra Ny-Ålesund. Øverst; 12 UTC 6. januar 2010, midten; 12 UTC 7. januar 2010, nederst; 8. januar 2010 (<http://weather.uwyo.edu>).

Kaldluftsutbruddet (se seksjon 2.2) som oppstod som følge av at den kalde tørre luften traff relativt varmt overflatevann kan ses på satellittbildet i Figur 4.1 a), indikert med grunne skygater nedenfor iskanten, parallelt med vindretningen (se Figur 3 a, Appendiks B). Som følge av dette kaldluftsutbruddet ble en konvergenssone gradvis dannet etter påvirkning fra varmeflukser fra overflaten. Denne sonen strakk seg mellom 80,5°N til ca. 78°N (Figur 4.1 a). HIRLAM12-analysen viser en temperatur på -44°C 2 meter over havisen, og en relativt varmere temperatur over havoverflaten i sør (-12°C) (Figur 2 a, Appendiks B).

Tykkelsen av 1000-500 hPa flaten viser den barokline strukturen i denne sonen, med varm luft i sørøst (Figur 4.3 a, b) og kald luft i nordvest. Som følge av den kalde luften fra isen blir den varme luften løftet lenger sør.

Figur 4.1 b) viser det infrarøde satellittbildet gyldig 02:22 UTC 8. januar. På dette tidspunktet har konvergenssonen blitt forsterket, og isobarlinjene i HIRLAM12-analysen viser et fallende trykk i området. Dette antas å være den første signaturen på det polare lavtrykket. De neste timene organiserer de konvektive skyene (se seksjon 2.1.1) seg til et definert skymønster (Figur 4.1 c), med et øye-liknende særpreg i sentrum. En kommasky under utvikling kan observeres ved 80,3°N 13°E. Nærmere observasjon av Figur 4.1 c, d) viser også to andre sykloniske forstyrrelser vest i den konvektive 'halen' til kommaskyen. Disse blir foreløpig kalt S1 og S2. Disse virvlene kan ved videre intensivering utvikle seg til polare lavtrykk.

Tykkelsen av 1000-500 hPa flaten (Figur 4.3 d) viser kaldere luftmasser vest for det dannede lavtrykket, noe som indikerer en baroklin konversjon av energi med stigende varm luft og synkende kald luft som konverterer potensiell energi til kinetisk energi til forstyrrelsen som er under utvikling på overflaten. Høyden av 500 hPa flaten viser at i samme periode eksisterer det et lavtrykk i øvre nivåer (4740 m) nordvest for Svalbard, 84°N, 12°W. Dette lavtrykket blir liggende stasjonært, men et tilhørende tråg ser ut til å "grave" seg ut i østlig retning med tiden (Figur 4.3 c-f).

På grunn av den sørgående bevegelsen av veldig kald luft over en økende varm havoverflate, vil et dypt adiabatisk lag dannes nær overflaten. Luften fra denne overflaten (med høy ekvivalent potensiell temperatur¹²) vil være svært instabil. En dyp konveksjon, som kan ses på satellittbildet i Figur 4.1 d, e), kan da fortsette, noe som kan forklare transformasjonen fra et system med kald kjerne til et system med varm kjerne (Rasmussen, 1985).

Det polare lavtrykket intensiveres raskt, og 12.18 UTC 8. januar kan et fullt utviklet polart lavtrykk tydelig observeres i satellittbildet i Figur 4.1 d), med en klar øye-struktur sentrert rundt 80.5°N, 17°E. Det gjennomsnittlige bakkestrykket fra HIRLAM12-analysen viser på dette tidspunktet et trykk på 1006 hPa, og modellen plasserer det polare lavtrykket i rimelig nøyaktig posisjon. Lavtrykket treffer land rundt dette klokkeslettet, og den modellerte vindhastigheten på dette tidspunktet er på rundt 15 ms⁻¹ (se Figur 3 d, Appendiks B).

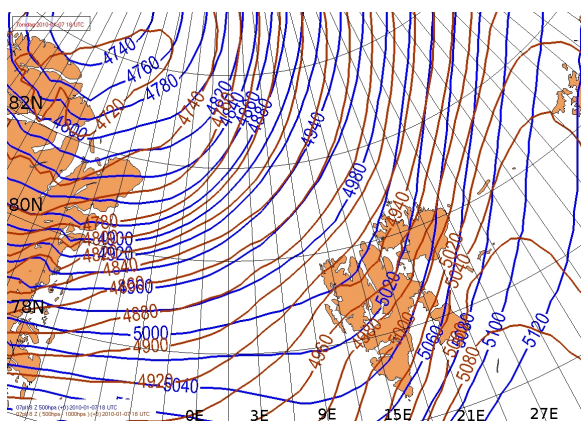
Tre timer senere viser satellittbildet et polart lavtrykk i moden fase (Figur 4.1 e) med et minimumstrykk i sentrum på 1004 hPa. På nordsiden av det skyfrie øyet (80,5°N 20°E), observeres det svært lyse skyer (Figur 4.1 e). Dette kan indikere at en dyp konveksjon finner sted i dette området. De mulige rollene til kondensasjonsvarme og varmeflukser fra overflaten som drivmekanismer i det polare lavtrykket blir diskutert i kapittel 5. De to virvlene øst for det polare lavtrykket, S1 og S2, viser seg å ikke utvikle seg videre. Spørsmålet er hvorfor den ene sirkulasjonen utviklet seg til et polart lavtrykk, mens de to andre ikke gjorde? Det er generelt en akseptert teori at dersom et polart lavtrykk skal utvikle seg på overflaten, må det foregå en baroklin vekselvirkning mellom en PV-anomali i øvre nivåer og en baroklin instabilitet i lavere nivåer i initialfasen til det polare lavtrykket (Montgomery & Farrell, 1992). Det at disse sirkulasjonene ikke utvikler seg videre i dette tilfellet kan muligens skyldes at de ikke hadde like gunstig plassering i forhold til tråget i høyden (se videre diskusjon i kapittel 5) slik at de ikke kunne intensiveres videre.

¹² Dersom all fuktighet i en luftpakke kondenserer og faller ut som nedbør, kan den latente varmen som blir frigitt brukes til å varme opp den tørre luften. Temperaturen i en slik luftpakke blir kalt ekvivalent temperatur. Denne temperaturen finner man ved å følge tørr-adiabaten ned til havnivå.

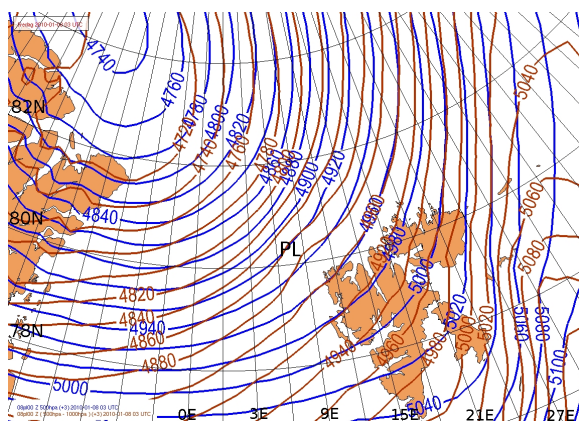
På dette tidspunktet har HIRLAM12-analysen begynt å avvike fra posisjonen til det polare lavtrykket, ved at modellen plasserer det polare lavtrykket noe lenger sør ($80,3^{\circ}\text{N } 16^{\circ}\text{E}$) enn det som kan observeres i satellittbildet (Figur 4.1 e). I denne fasen av lavtrykket, med den lille utstrekningen til det observerte øyet i satellittbildene, var det forventet å se en noe tettere trykkgradient i sentrum av lavtrykket (Figur 4.1 e). Dette kan bety at HIRLAM12-modellen underestimerer det polare lavtrykket noe. Tykkelsen av 1000-500 hPa flaten har fortsatt en gradient, noe som tilsier at den barokline strukturen i området fortsatt er gjeldende.

I den videre utviklingen observeres det at det polare lavtrykket beveger seg nordøstover ($80,5^{\circ}\text{N } 25^{\circ}\text{E}$) mot iskanten (Figur 4.1 f). Kommaskyen er fortsatt tydelig, men det ser ut til at konveksjonen i 'halen' ikke lenger er like sterk. Som foregående tidspunkt viser isobarinjene at HIRLAM12-analysen fortsatt plasserer lavtrykket for langt sør. Den svake trykkgradienten på overflaten på dette tidspunktet kan bety at modellen underestimerer lavtrykkets intensitet noe. Tre timer senere viser satellittbilder (ikke vist) at det polare lavtrykket treffer iskanten øst for Svalbard ($80,5^{\circ}\text{N } 30^{\circ}\text{E}$). HIRLAM12-analysen samsvarer relativt godt når det gjelder tidspunktet for når det polare lavtrykket treffer iskanten, men fortsatt er lavtrykket plassert for langt sør. Det er tydelig at lavtrykket mister sin energikilde i form av det åpne havområdet når det beveger seg over isen, og derav sin struktur, lavtrykket dør ut, og er ikke lenger synlig 00 UTC 9. januar (ikke vist).

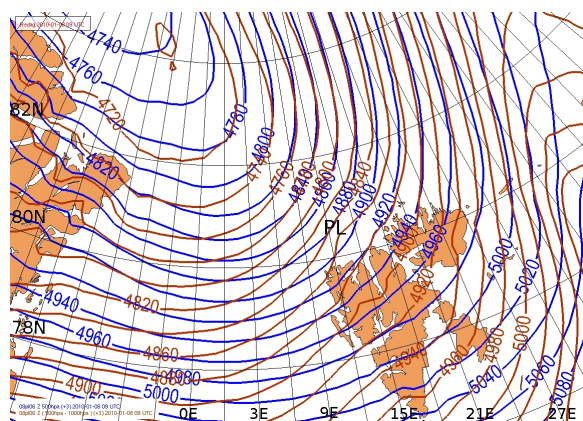
a) 18 UTC 7. januar



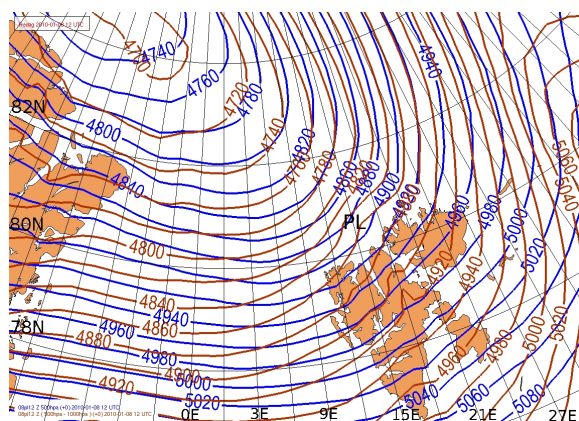
b) 03 UTC 8. januar



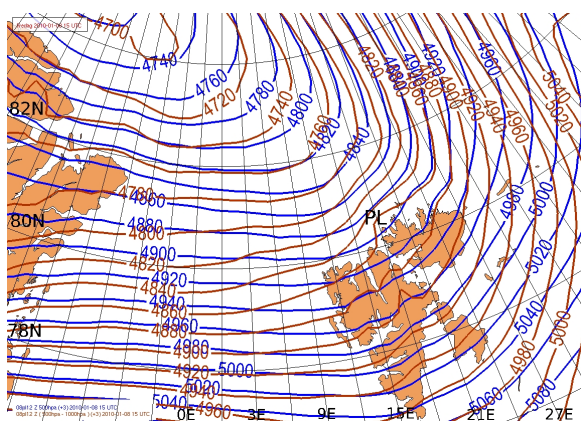
c) 09 UTC 8. januar



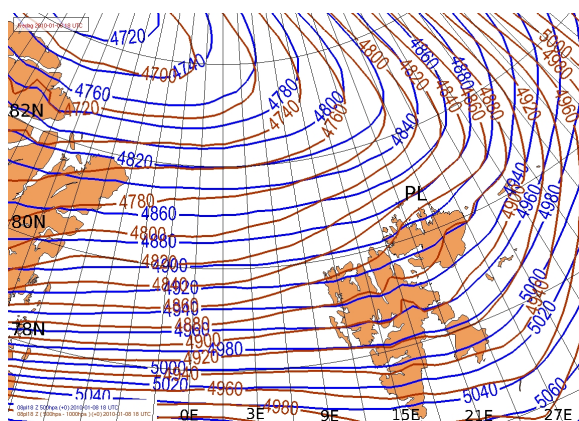
d) 12 UTC 8. januar



e) 15 UTC 8. januar



f) 18 UTC 8. januar



Figur 4.3: Høyden av 500 hPa trykkflaten fra HIRLAM12 analysen (i meter, blå kontur) og tykkelsen av 500-1000 hPa trykkflaten (i meter, brun kontur) for a) 18 UTC 7. januar; b) 03 UTC 8. januar; c) 09 UTC 8. januar; d) 12 UTC 8. januar; e) 15 UTC 8. januar; f) 18 UTC 8. januar. Det polare lavtrykket er merket PL.

5 MODELLRESULTATER

Dette kapitlet tar for seg WRF-modellens evne til å fange opp utviklingen til det polare lavtrykket 8. januar 2010. Disse resultatene gjelder fra det tidspunktet kaldluftsutbruddet ble registrert i satellittbildet i Figur 4.1 a), til og med 18 UTC 8. januar. Det viste seg at det samme synoptiske lavtrykket som ble beskrevet ovenfor i seksjon 4.1, beveget seg nordøstover over Svalbard, og ble observert i lik posisjon også i WRF-simuleringene.

5.1 TESTKJØRING

Først av alt ble en simulering gjennomført der iskanten ble plassert ut i fra dataene fra ECMWF (se seksjon 3.2.4). Dette medførte at det polare lavtrykket ble underestimert ettersom iskanten ble plassert noen grader feil øst for Svalbard. Dette kan skyldes at WRF-modellen har problemer med å plassere iskanten helt nøyaktig i dette området. Gjennomsnittlig overflatetrykk, 10-m vindhastighet og vindretning fra denne testkjøringen er vist i Figur 7, Appendiks C.

Kaldluftsutbruddet som illustreres i Figur 4.1 a) kan også observeres i denne testkjøringen ved samme tidspunkt, 18 UTC 7. januar 2010 (Figur 7 a, Appendiks C), da vindpilene indikerer en strøm mot sør fra iskanten og ut i det åpne havområdet nordøst og nordvest for Svalbard. 09 UTC 8. januar (Figur 7 b, Appendiks C) kan det observeres et trykkfall (1004 hPa) rundt 80°N, 7°E. Dette stemmer bra overens med trykkfallet som ble observert ved samme breddegrad i HIRLAM12-analysen (Figur 4.1 b) 03 UTC 8. januar. WRF modellen registrerte likevel dette trykkfallet først seks timer senere. De neste tre timene øker vindstyrken i området, men det er lite som tyder på at et polart lavtrykk er under dannelsen. Den tydelige kommaformede strukturen som kunne observeres i satellittbildene da lavtrykket traff land (Figur 4.1 d) er helt fraværende på dette tidspunktet i simuleringen. Den maksimale vindhastigheten på dette tidspunktet er rundt 12 ms^{-1} (Figur 7 d, Appendiks C).

15 UTC 8. januar var det polare lavtrykket i moden fase i Figur 4.1 e). I simuleringen var det derfor forventet å se et mer definert øye med høyere vindhastighet rundt lavtrykkets sentrum. Vindstyrken på rundt 12 ms^{-1} vedvarte og preget i stedet et større område, også over Svalbard. Den lukkede sirkulasjonen som var synlig i HIRLAM12-analysen på dette tidspunktet var fraværende i simuleringen.

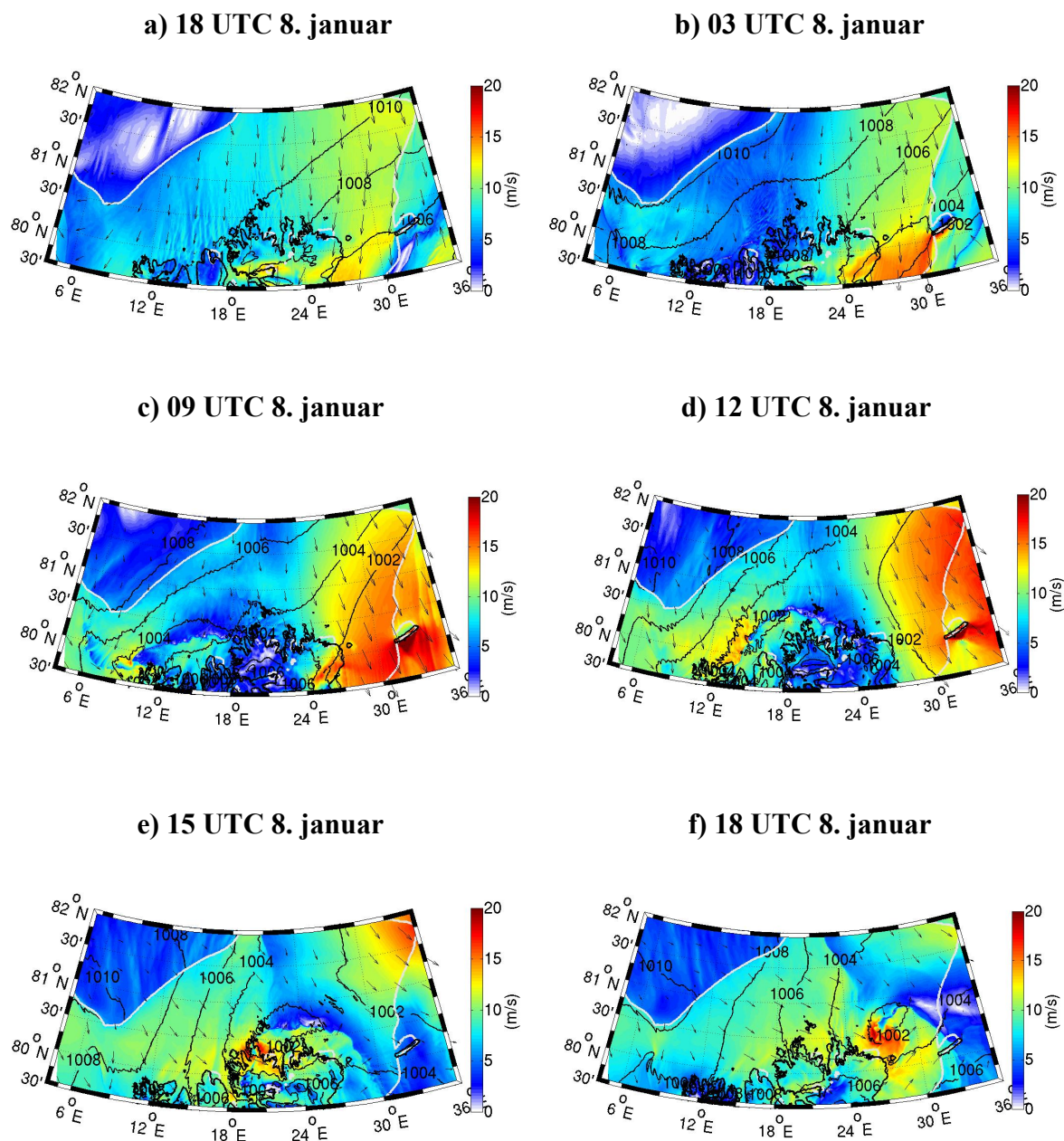
Mellom 15 og 18 UTC 8. januar beveget lavtrykket seg noe ut fra land igjen, og det er først mellom disse tidspunktene det kan observeres et øye-liknende særpreg, med lukkede isobarlinjer og et minimumstrykk på 1002 hPa, rundt 80,5°N, 22°E. I sentrum av lavtrykket er det da en svak ($<5 \text{ ms}^{-1}$) og en relativt varm (-16°C) luftmasse (Figur 2f, Appendiks B), omringet av kaldere luft. Maksimal vindstyrke på 15 ms^{-1} observeres rundt øyets sentrum. Tre timer senere, 21 UTC 8. januar (ikke vist), har det polare lavtrykket trukket inn over isen øst for Svalbard, rundt 80,5°N, 28°E og dødd ut.

5.2 UTVIKLINGEN TIL DET POLARE LAVTRYKKET I KONTROLLKJØRINGEN.

Til tross for den relativt nøyaktige posisjonen lavtrykket i testkjøringen hadde i forhold til det observerte polare lavtrykket i satellittbildene (Figur 4.1), ble likevel ikke simuleringen nøyaktig nok (Figur 7, Appendiks C). Den relativt lave intensiteten til lavtrykket kan skyldes at det polare lavtrykket ble noe begrenset av iskanten, med delvis lite åpent hav og høy stabilitet over isen. Dette medførte muligens at området ble mindre baroklint, med lavere vindhastighet og derav også lavere varme-flukser fra overflaten. Dette svekket sannsynligvis det polare lavtrykket (Rasmussen og Turner, 2003).

På grunn av disse svakhetene var det av interesse å se på atferden til det polare lavtrykket dersom iskanten ble flyttet noen grader lenger nord og øst, mot den observerte iskanten i satellittbildene (Figur 4.1). Studien av utviklingen til det polare lavtrykket vil da bli en hypotese ettersom modellen ikke klarer å simulere den riktige iskanten helt nøyaktig i denne situasjonen. Jeg velger likevel heretter å referere til dette eksperimentet som kontrollkjøringen (forkortet CTL; Tabell 1, Appendiks A).

Figur 5.1 illustrerer gjennomsnittlig overflatetrykk, 10-m vindhastighet og vindretning fra kontrollkjøringen. Simuleringen er gjennomført ved de samme tidspunktene som i testkjøringen (Figur 7, Appendiks C).



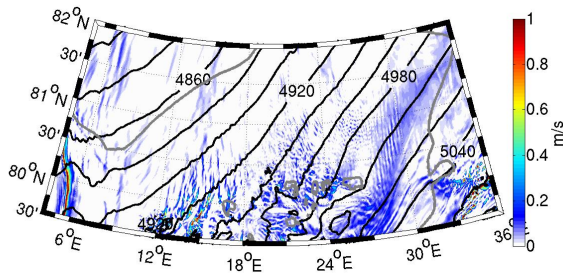
Figur 5.1: Gjennomsnittlig overflatetrykk (sorte linjer, hPa), vindhastighet (ms^{-1} , farget) og vindretning (sorte piler) fra kontrollkjøring med isen trukket noe tilbake. Iskanten er vist ved en tykk hvit kurve. Konturene av Svalbard vises med tykk sort linje. De følgende tidspunktene er vist: a) 18 UTC 7. januar; b) 03 UTC 8. januar; c) 09 UTC 8. januar; d) 12 UTC 8. januar; e) 15 UTC 8. januar; f) 18 UTC 8. januar.

Det kan observeres i Figur 5.1 at iskanten nå ligger mer nøyaktig plassert øst for Svalbard i forhold til den observerte iskanten i satellittbildene (Figur 4.1), men er trukket noe lenger nord enn det som var tilfellet.

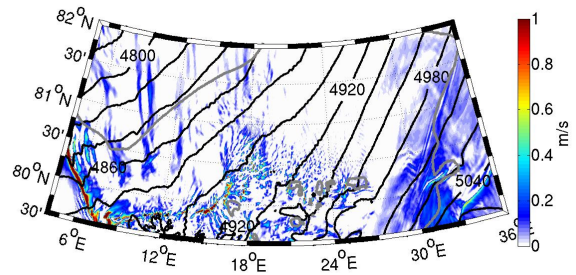
Ettersom det synoptiske lavtrykket beveget seg nordøst over Svalbard (se seksjon 4.1), blir den høyeste overflatevinden (20 ms^{-1}) funnet til høyre i Figur 5.1 a-d). Kaldluftsutbruddet som oppstår som følge av at kald luft blir advektert fra isen og ut over det åpne havområdet er også tydelig i denne simuleringen (Figur 5.1 a) ved vindpilene som indikerer en luftstrøm mot sør fra iskanten nordøst og nordvest for Svalbard. Tykkelsen av 1000-500 hPa flaten viser at som resultat av den sykloniske strømmen som oppstod fra det passerende synoptiske lavtrykket, blir en sørøstlig orientert baroklin sone satt opp over Svalbard, som separerer relativt varm subpolar luft lenger sør og arktisk luft i området nedenfor iskanten (Figur 5.2 a, b).

03 UTC 8. januar kan et trykk på 1008 hPa observeres, 4 hPa høyere enn det som ble observert i samme område i HIRLAM12 analysen (Figur 4.1 b). Trykket synker i løpet av de neste timene, og 09 UTC har trykket sunket til 1004 hPa, i samsvar med HIRLAM12-analysen. Vindhastigheten øker til rundt 15 ms^{-1} , men kommastrukturen som ble observert på dette tidspunktet i satellittbildet i Figur 4.1 c), er fraværende i simuleringen. Det kan altså tyde på at også denne simuleringen underestimerer dannelsen av det polare lavtrykket ved dette tidspunktet.

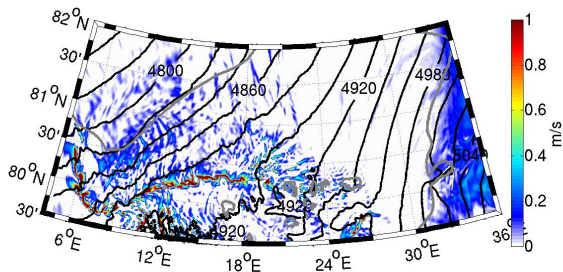
a) 18 UTC 7. januar



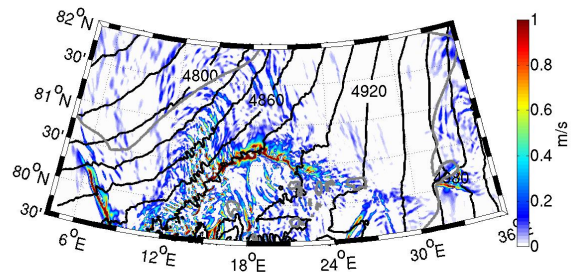
b) 03 UTC 8. januar



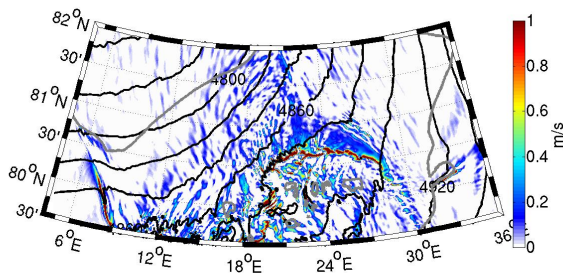
c) 09 UTC 8. januar



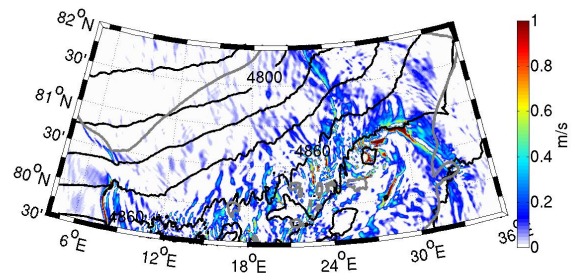
d) 12 UTC 8. januar



e) 15 UTC 8. januar



f) 18 UTC 8. januar



Figur 5.2: Vertikal vindhastighet (ms^{-1} , farget område) i 850 hPa og 500-1000 hPa tykkelse (40-m intervall, sorte konturer) fra kontrollkjøringen. Iskanten er vist ved en tykk hvit kurve. Konturene av Svalbard vises med tykk sort linje. De følgende tidspunktene er vist: a) 18 UTC 7. januar; b) 03 UTC 8. januar; c) 09 UTC 8. januar; d) 12 UTC 8. januar; e) 15 UTC 8. januar; f) 18 UTC 8. januar.

Tykkelsen av 1000-500 hPa flaten (Figur 5.2 c-d) viser at den barokline strukturen i området der det polare lavtrykket er plassert er preget av varm, stigende luft øst for lavtrykket. Dette er igjen tydelig gjennom den høye vertikalhastigheten sett i Figur 5.2 c, d). Nordvest for lavtrykket er det kald synkende luft. Som følge av konvergens presser den kalde luften seg under den varme luften og løfter den lenger sørøst.

I Figur 5.1 d) øker overflatevinden ytterligere, og den høye vertikale vindhastigheten i området (Figur 5.2 d) indikerer at det foregår sterk frigjøring av kondensasjonsvarme i samme område som det polare lavtrykket utvikler seg i, med kraftige snøbyger langs kysten av Svalbard (Figur 8, Appendiks C). På dette tidspunktet er posisjonen til det polare lavtrykket lenger øst (80°N 22°E) i simuleringen enn det satellittbildet ved samme tidspunkt viste (Figur 4.1 e). Isobarlinjene tilsier likevel ikke at det er et definert polart lavtrykk før 15 UTC 8. januar, med et lukket isobarfelt og et minimumstrykk i sentrum på 1002 hPa. Dette er 2 hPa dypere enn det som ble vist i HIRLAM12-analysen ved samme tidspunkt (Figur 4.1 e).

I motsetningen til det som ble observert i testkjøringen på dette tidspunktet, er det polare lavtrykket mer definert, med en vindhastighet på 20 ms^{-1} rundt sentrum av lavtrykket. Dette kan indikere at det polare lavtrykket er avhengig av posisjonen på iskanten, og dermed flukser av følbare og latent varme fra havoverflaten, for at det skal kunne intensiveres (se Rasmussen og Turner, 2003). HIRLAM12-analysen viser på dette tidspunktet en vindhastighet på 15 ms^{-1} (Figur 3 e, Appendiks B). Ut i fra disse resultatene, kan den økte oppløsningen i WRF-modellen (1 km) sammenliknet med HIRLAM modellen (12 km) medvirke til en mer realistisk behandling av både vindstyrke og konveksjon av fuktighet. Dette har vist seg å være viktige funksjoner i mange mesoskala systemer (Mc Innes m.fl., 2011).

Figur 5.2 e-f) viser tydelig at den barokline strukturen fortsatt er gjeldene, med en varm adveksjon av luftmasser foran lavtrykket og en kald adveksjon av luftmassene bak. Dette samsvarer bra med den barokline strukturen som ble vist i Figur 4.3 e-f). Baroklin omsetning av energi viser seg å være en viktig drivmekanisme i mange polare lavtrykk (Rasmussen & Turner, 2003).

18 UTC 8. januar befinner det polare lavtrykket seg 80,5°N, 28°E, mens det i Figur 4.3 f) observeres at lavtrykket i satellittbildet befinner seg 80,5°N, 22°E. Dette viser igjen at det polare lavtrykket beveger seg raskere østover når isen er trukket noen grader lenger nord og øst. Årsaken til dette er vanskelig å tolke ettersom det ikke har vært reelle tilgjengelige vindmålinger i denne studien. Den definerte kommaformede strukturen er nå tydelig, med en vindhastighet på 20 ms^{-1} . På overflaten er lavtrykkets øye preget av svak vind ($<5 \text{ ms}^{-1}$) og relativt varm omliggende luft. Lavtrykket er nå i 'moden' fase. Den høye vertikale hastigheten sett nær sentrum av lavtrykket (Figur 5.2 f) indikerer områder med sterk kondensasjonsvarme. Dette kan bety at kondensasjonsvarme kan være en viktig drivmekanisme (Rasmussen & Turner, 2003).

I samsvar med HIRLAM12-analysen dør lavtrykket raskt ut når det beveger seg over isen rundt 21 UTC 8. januar (ikke vist). Ettersom iskanten er plassert lenger øst, treffer også lavtrykket iskanten lenger øst, rundt 80,5°N, 32°E. Til tross for at simuleringen ikke nøyaktig kopierte det observerte lavtrykket ved at det utviklet seg for sent i begynnelsesfasen, har de to systemene nok likheter etter 15 UTC 8. januar 2010 til at man kan se på det simulerte lavtrykket som representativt i forhold til det observerte systemet på disse tidspunktene. Denne antagelsen er grunnlaget for analysene som blir presentert videre.

5.3 VARMEFLUKSER FRA OVERFLATEN I KONTROLLKJØRINGEN

Som nevnt i kapittel 2, dannes ofte polare lavtrykk i områder der det foregår en sterk vekselvirkning mellom hav og atmosfære. Den svært stabile sjiktningen over isen blir raskt endret over åpent hav ved at sterke varmeklukser fra overflaten destabiliserer luftlaget over.

I Figur 5.3 er de simulerte overflatefluksene representert med henholdsvis følbare varmeklukse i venstre kolonne og latent varmeklukse i høyre kolonne, begge for kontrollkjøringen.

Tidspunktene som er illustrert 12, 15 og 18 UTC 8. januar, dekker intensiveringsperioden og den modne fasen til det polare lavtrykket. Det viser seg at størrelsen på de simulerte fluksene er kontrollert av vindhastighet, relativ fuktighet, og temperaturdifferansen mellom hav og luft (Chen & Dudhia, 2001).

Når kalde arktiske luftmasser treffer det relativt varme, åpne havområdet nedenfor iskanten fører dette til en eksplosjon av relativt høye overflatefluks. Fenomenet illustreres i Figur 5.3 a-f). Nedenfor iskanten observeres det følbare varmeklukse på 700 Wm^{-2} . Området med maksimale latente varmeklukse på henholdsvis 250 Wm^{-2} , ligger noe lenger sør hvor temperaturen på havoverflaten er høyere, og ikke sammenfaller med følbare varme. Dette er et resultat av den ikke-lineære avhengigheten i forhold til metningsvannndamptrykket til temperaturen (Pagowski & Moore, 2001). De høye fluksene som kan observeres til høyre i Figur 5.3 a-b) skyldes det synoptiske lavtrykket (se kapittel 4) som har beveget seg nordøst for Svalbard.

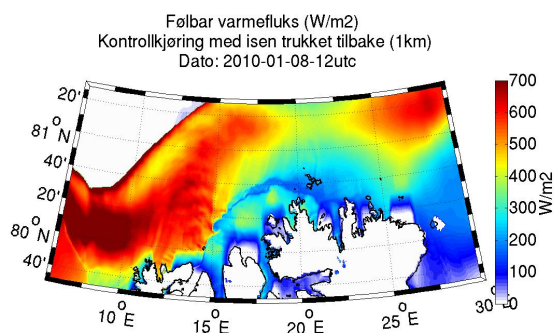
I intensiveringsperioden til det polare lavtrykket, 12 UTC 8. januar, observeres det følbare og latente varmeklukse på henholdsvis 350 Wm^{-2} og 250 Wm^{-2} i området der lavtrykket er plassert, $80,5^{\circ}\text{N}$, 17°E . Den relativt lave vindstyrken i dette området på dette tidspunktet (Figur 5.1 d) medfører også lavere varmeklukse fra overflaten. Tre timer senere, 15 UTC 8. januar øker vindhastigheten rundt sentrum ($80,5^{\circ}\text{N}$, 22°E) av det polare lavtrykket (Figur 5.1 e). Til tross for dette er den følbare og latente varmekluksen upåvirket av dette, med henholdsvis de samme størrelsene på fluksene; 350 Wm^{-2} og 250 Wm^{-2} (Figur 5.3 c-d). Dette kan muligens forklares ut i fra den reduserte temperaturdifferansen mellom iskanten og det åpne havområdet. Ettersom avstanden fra iskanten har økt, kan luftmassene varmes opp ytterligere (Figur 5.1 e) ved de ekstreme følbare fluksene som var tilfelle før det polare lavtrykket oppstod. Denne effekten kan resultere i en redusert temperaturdifferanse mellom

hav og luft, og derav et fall i energiflukser fra overflaten (Føre m.fl. 2011 b). Området med lave energiflukser fra overflaten øst for det polare lavtrykket, skyldes sannsynligvis at det samme området er preget av svak vind (Figur 5.1 e).

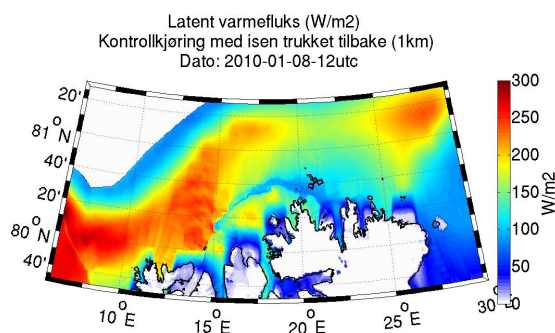
Rundt 18 UTC 8. januar vises lavtrykkets øye (80,5°N, 28°E) med forhøyede varmeklukser rundt sentrum. Den følbare og latente varmekluksen er nå 700 Wm^{-2} og 270 Wm^{-2} (Figur 5.3 e-f). Det er tydelig at varmeklukser fra overflaten spiller en viktig rolle når det polare lavtrykket er i moden fase. Tre timer senere, 21 UTC, har følbare og latente varmeklukser minket betraktelig (ikke vist). Det polare lavtrykket er nå i ferd med å bevege seg over isen øst for Svalbard. Det er tydelig at lavtrykket mister sin energikilde da det ikke lenger blir påvirket av energiflukser fra overflaten.

Overflatefluksene som blir observert i denne kontrollkjøringen samsvarer med tidligere numeriske simuleringer av overflateflukser nær iskanten. Bresch m.fl. (1997) studerte et intenst polart lavtrykk nær iskanten over Beringhavet med MM5 modellen. Resultater fra disse simuleringene indikerte maksimale følbare varmeklukser på over 1000 Wm^{-2} og latente varmeklukser på 300 Wm^{-2} . Grønås & Skeie (1999) gjennomførte numeriske simuleringer av følbare varmeklukser rundt en arktisk front nær Bjørnøya. De registrerte følbare varmeklukser på 1300 Wm^{-2} . I det polare lavtrykket 8. januar 2010 er størrelsen på varmekluksene mindre enn de som har blitt registrert i studiene ovenfor. Dette skyldes sannsynligvis en lavere vindhastighet i dette tilfellet, noe som resulterer i lavere flukser fra overflaten.

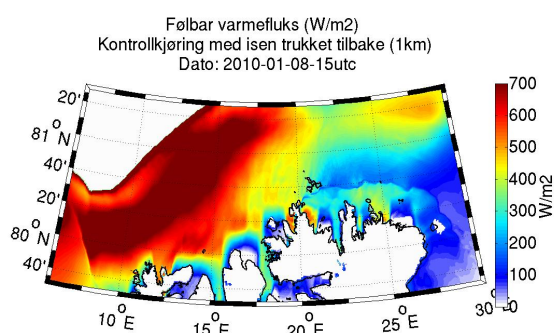
a) 12 UTC 8. januar



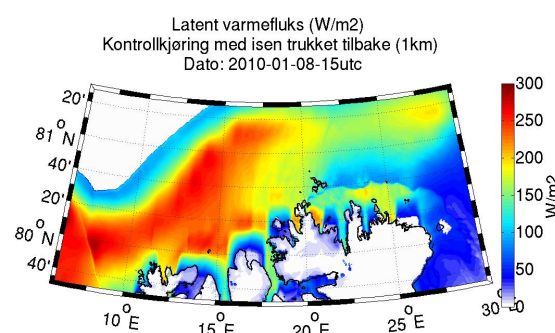
b) 12 UTC 8. januar



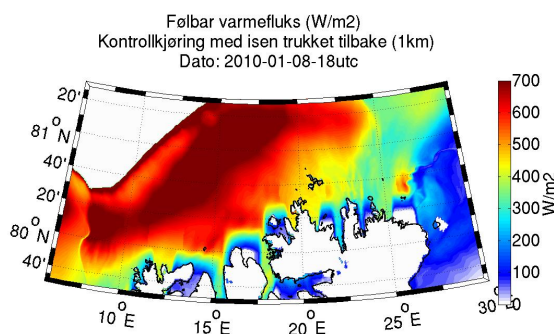
c) 15 UTC 8. januar



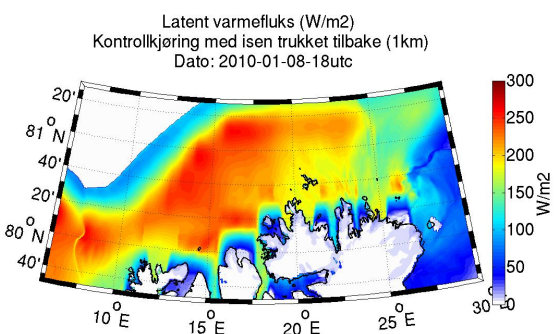
d) 15 UTC 8. januar



e) 18 UTC 8. januar



f) 18 UTC 8. januar



Figur 5.3: Følbar (venstre side) og latent (høyre side) varmekraft (Wm^{-2}) fra kontrollkjøring med isen trukket tilbake. Iskanten og landmasser sees som områder med omtrent null flukser. (a,b) 12 UTC 8. januar; (c,d) 15 UTC 8. januar; (e,f): 18 UTC 8. januar. Merk forskjellen i størrelsen på fargeskalaen mellom følbar varmekraft (venstre kolonne) og latent varmekraft (høyre kolonne).

Størrelsen på fluksene i denne studien er tydelig ulik fra større synoptiske systemer. Verdiene på følbare varmeklukser er der på typisk $150\text{--}200\text{ W m}^{-2}$, og maksimale latente varmeklukser på rundt 1000 W m^{-2} (Trenberth & Fasullo, 2008). Dersom man sammenlikner de følbare og latente varmekluksene fra henholdsvis HIRLAM12-analysen (se Figur 1, Appendiks B) og WRF simuleringen kan man observere svært ulike resultater. Fluksene i WRF-simuleringen er nærmere doblet i verdi i forhold til resultatene i HIRLAM12-analysen. Dette kan virke oppsiktsvekkende, men dersom man undersøker dette nærmere har det en logisk forklaring. Forskjellen mellom varmekluksene beregnet av HIRLAM12 og WRF kan delvis skyldes at vinden simuleres bedre i en modell med høyere oppløsning (Mc Innes m.fl., 2011, se seksjon 3.2.4). Derfor vil varmekluksene være mer nøyaktig representert i enhver modell som har høyere oppløsning enn HIRLAM12-modellen (12 km oppløsning). En annen mulig forklaring til de ulike verdiene kan også skyldes at HIRLAM12 beregner prosesser fra overflaten 30 meter over overflaten, mens WRF-modellen beregner 2 meter over overflaten (pers. komm. Jørn Kristiansen, oktober 2011).

Under en 3 ukers internasjonal feltkampanje i IPY-THORPEX-prosjektet (2007-2010) utenfor Nord-Norge tidlig i 2008, ble polare lavtrykk observert gjennom luft- og overflatebaserte observasjoner. Førre m.fl. (2011 a) benyttet dropsondedata fra 3. og 4. mars 2008 til å estimere flukser av følbare og latent varme. Allerede i begynnelsesfasen 3. mars, fant de følbare varmeklukser på 250 W m^{-2} og latente varmeklukser på 200 W m^{-2} under kaldluftsutbruddet vest for det polare lavtrykket. På den påfølgende dagen da det polare lavtrykket hadde modnet, hadde de følbare og latente varmekluksene økt til henholdsvis 300 og 350 W m^{-2} . Disse sistnevnte verdiene kan sammenlignes med direkte målinger utført av Brümmer m.fl. (2009), og observasjonsstudier gjort av Shapiro m.fl. (1987) av polare lavtrykk. Studien av Brümmer m.fl. fant maksimale følbare varmeklukser i Norskehavet som lignet på verdiene Førre m.fl. (2011a) målte i Barentshavet, men den maksimale latente varmekluksen (520 W m^{-2}) observert i studien av Brümmer m.fl. (2009), var mye høyere enn verdiene som ble målt den 4. mars 2008. Disse forskjellene kan være relatert til den noe sterkere vinden som ble observert i Brümmer sitt tilfelle, noe som generelt vil gi høyere flukser, kombinert med det faktum at havtemperaturen i Norskehavet sør for 70°N er mye høyere enn i Barentshavet. Dette vil føre til en økning i følbare varmeklukser.

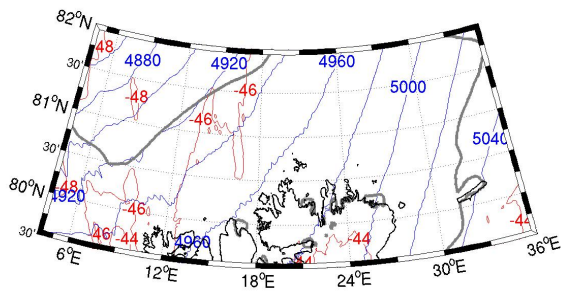
5.4 STATISK STABILITET OG BETINGELSER I ØVRE NIVÅER I KONTROLLKJØRINGEN

Polare lavtrykk er avhengige av en sterk temperaturgradient mellom hav og atmosfære for at de skal kunne oppstå. Det er klart at en høy temperatur på overflaten ikke er mulig på høyere breddegrader der polare lavtrykk dannes. På grunn av varme havstrømmer vil varmt overflatevann likevel bli transportert til høyere breddegrader. Samtidig advekterer nordlig vind kalde, stabile luftmasser formet over isen sørover over åpent havområde (kaldluftsutbrudd). Det er nødvendig at en temperaturgradient er tilstede for at polare lavtrykk skal kunne dannes.

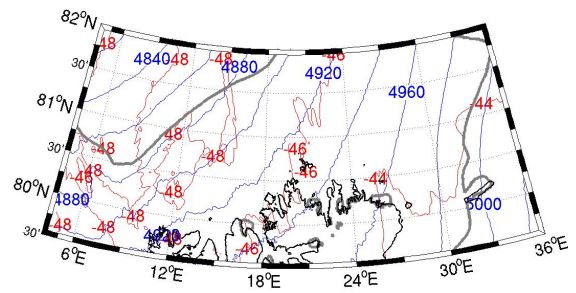
Ettersom dyp konveksjon er en av hovedingrediensene i modne polare lavtrykk, er den statiske stabiliteten i lavere nivåer en god indikator på potensialet til polare lavtrykk (Kolstad, 2006). Noer og Ovhed (2003) fant av empiriske data en temperaturdifferanse mellom overflaten (SST) og 500 hPa (T_{500}) på godt over 40 K under dannelsen av polare lavtrykk i områder rundt Norskehavet. Kolstad m.fl. (2009) valgte å formulere kriteriet i form av differansen i potensiell temperatur mellom 700 hPa og overflaten. Dette kan være et avgjørende tegn for meteorologene i forhold til varsling av polare lavtrykk. Majoriteten av polare lavtrykk som har blitt undersøkt av Blechschmidt m.fl. (2009) oppnådde en temperaturdifferanse av SST- T_{500} på 48 K. Sammenliknet med andre polare lavtrykk i andre deler av Norskehavet, finner man de sterkeste anomaliene av denne parameteren i polare lavtrykk nær Grønland (Kristjánsson m.fl. 2011a).

I Figur 5.4 vises SST- T_{500} fra kontrollkjøringen i denne studien ved ulike tidspunkt. Havtemperaturen i dette området antas å ligge rundt 0-3°C. Rundt 03 UTC 8. januar, rundt 6 timer før den første indikasjonen på at et polart lavtrykk kunne observeres i kontrollkjøringen, ser man at verdiene nedenfor iskanten ligger rundt -46°C. De neste timene ble høyere verdier funnet, og mellom 09 UTC og 12 UTC 8. januar ble verdier på -48°C observert (Figur 5.4 b-c), noe som stemmer utmerket med det som ble foreslått av Blechschmidt m.fl. (2009). Temperaturforskjellen de følgende timene sank derimot noe, men likevel vedvarte verdier på godt over -40°C i de ytterligere 9 timene det polare lavtrykket varte (Figur 5.4 d, e). Etter at det polare lavtrykket beveget seg over isen øst for Svalbard, 21 UTC 8. januar, avtok verdiene gradvis ettersom lavtrykket døde ut (ikke vist).

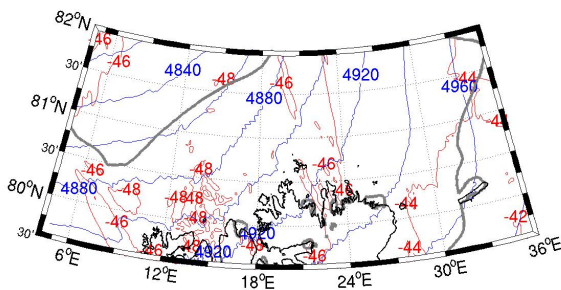
a) 03 UTC 8. januar



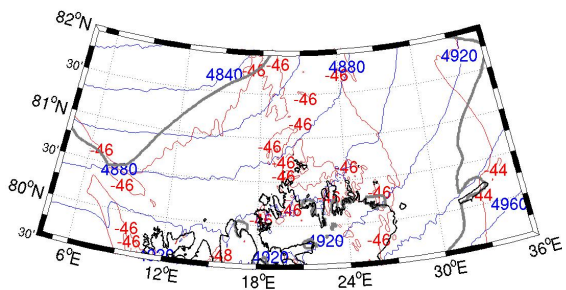
b) 09 UTC 8. januar



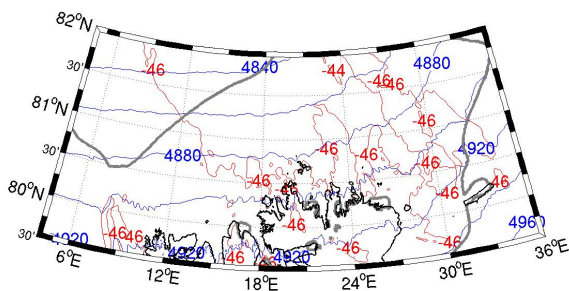
c) 12 UTC 8. januar



d) 15 UTC 8. januar



e) 18 UTC 8. januar



Figur 5.4: Temperaturdifferansen mellom havoverflaten og 500 hPa flaten (°C) fra kontrollkjøringen er gitt ved følgende tidspunkt: a) 03 UTC 8. januar; b) 09 UTC 8. januar; c) 12 UTC 8. januar; d) 15 UTC 8. januar; e) 18 UTC 8. januar. Temperaturen er indikert med rødt, høyden av 500 hPa flaten er indikert med blått.

Som nevnt i introduksjonen, er det også en annen avgjørende betingelse for at polare lavtrykk skal dannes, nemlig en eksistens av en PV-anomali i øvre nivåer som kan trigge utviklingen av lavtrykket.

5.5 KONTROLLKJØRINGEN SETT FRA ET PV-PERSPEKTIV

I dette avsnittet blir kontrollkjøringen analysert gjennom et PV-perspektiv som i utgangspunktet ble utviklet for syklogenese av Hoskins m.fl. (1985), men som ble tilpasset polare lavtrykk av Montgomery & Farrell (1992). Som nevnt i kapittel 2, vokser den barokline instabiliteten i et område ved å konvertere potensiell energi assosiert med en gjennomsnittlig temperaturgradient til kinetisk energi. Dette skjer gjennom stigende varm luft og synkende kald luft (Holton, 2004). I Norskehavet inntreffer som regel baroklin instabilitet i øvre nivåer i form av et tråg eller lavtrykk i tropopausehøyde (Noer & Ovhed, 2003).

Figur 5.5 a) illustrerer PV og høyden av 500 hPa flaten fra kontrollkjøringen 12 UTC 8. januar. Vertikalsnittet kutter gjennom området hvor det polare lavtrykket utvikler seg de neste timene. En sterk (3-4 PVU) PV-anomali kan observeres i øvre nivåer til venstre i figuren. Denne PV-anomalien relateres til det samme lavtrykket som ble observert i øvre nivåer i Figur 4.3 d).

Gjennom vekselvirkninger mellom PV-anomalien i øvre nivåer og temperaturanomalien på overflaten oppstår det en sirkulasjon i lavere nivåer (se Figur 5.1 d-f). En slik PV-anomali har blitt dannet i lavere nivåer rundt 2 km høyde (Figur 5.5 b). Dette er antatt å være en indikasjon på starten av det polare lavtrykket. Over havisen nord for 81°N indikerer høye PV verdier (1-5 PVU) under 1 km høyde stabil luft over ismassene.

De neste timene intensiveres PV-anomalien i øvre nivåer samtidig som den beveger seg østover. Figur 5.5 f) viser den stratosfæriske nedsynkningen som strekker seg ned til rundt 2 km høyde. PV-anomalien som eksisterer i lavere nivåer er tydelig i denne figuren, sentrert over sentrum til det polare lavtrykket (80,5°N). Den gjennomgående forhøyningen av den dynamiske tropopausen i simuleringen (Figur 5.5 d, f) samsvarer med frigjøring av latent varme som vil medføre negativ PV. Kondensasjonsvarmen som dannes er et sluk for

potensiell virvling i nivåene over der den diabatiske oppvarmingen er maksimal, og en kilde under. Som et resultat av dette kan en helning mellom PV-anomalien mellom øvre og lavere nivåer oppstå (Bracegirdle & Gray, 2009).

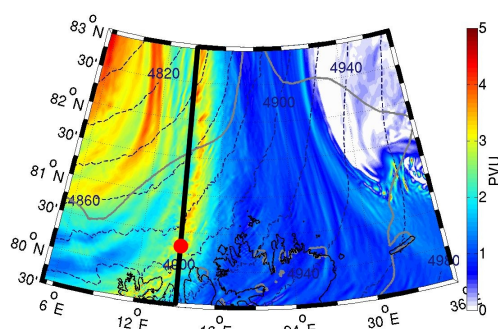
18 UTC 8. januar (Figur 5.5 f), kan den definerte nord-sør helningen med relativt høy PV verdi (1-2 PVU) observeres, noe som kan tolkes som et bevis på ”faselåsing”, og en gjensidig intensivering mellom PV-anomalien i øvre nivåer og det polare lavtrykket. Dette ble opprettholdt helt frem til det polare lavtrykket traff iskanten øst for Svalbard (ikke vist).

Disse resultatene indikerer at en PV-anomali i øvre nivåer kan være svært viktig gjennom hele livssyklusen til det polare lavtrykket. Dette viser også resultater fra Førre m.fl. (2011 a) fra studier gjort på andre polare lavtrykk. Siden det ikke har blitt gjennomført noen PV-inversjon¹³ i denne studien, kan ikke dette bekreftes i dette tilfellet.

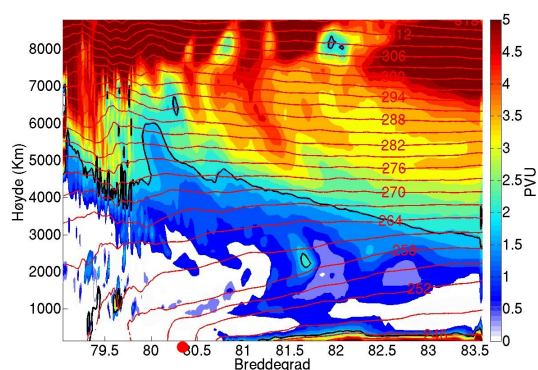
Ahmadi-Givi m.fl. (2006) spekulerte i om PV-anomalier i lavere nivåer som var diabatisk produsert var i stand til å fungere som en erstatning for den fraværende varme temperaturanomalien på overflaten. En anomali i øvre nivåer vil kunne indusere en oppstigning som resulterer i en frigjøring av latent varme, og derav vil en instabilitet være tilstede. Oppstigningen vil føre til frigjøring av latent varme, og intensivering av en anomali i lavere nivåer. Anomalien i lavere nivåer vil føre til en syklonisk sirkulasjon som vil forsterke anomalien i øvre nivåer ved adveksjon. Dette samsvarer muligens med det som ble observert under det polare lavtrykket 8. januar 2010.

¹³ PV-invertering blir gjort ved at man sammenlikner vanndampbilde og PV-felt på samme tidspunkt (PV-vanndamp-metode). PV-anomaliene følger den tørre stratosfæreluft, som blir gjenkjent med nært svart/mørk grå signatur i vanndampbildet. På den måten kan man se hvor PV-feltene burde ligge.

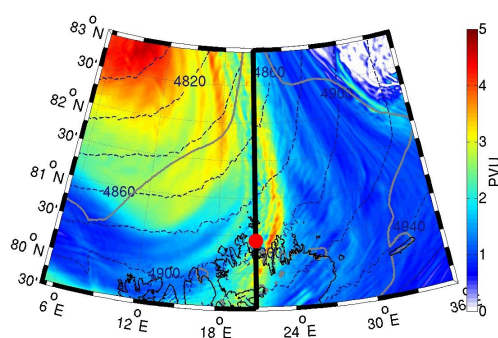
a) 12 UTC 8. januar



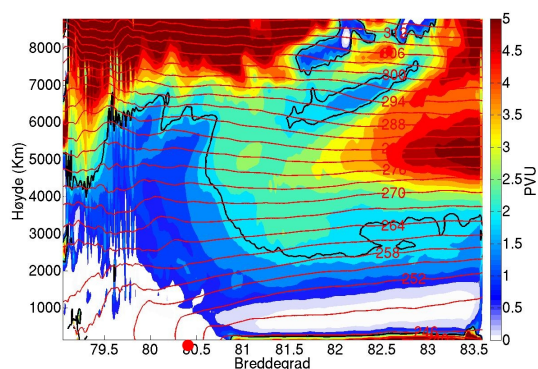
b) 12 UTC 8. januar



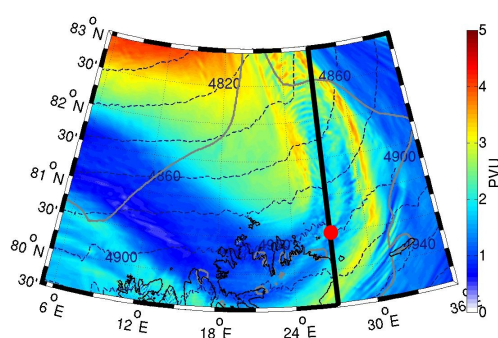
c) 15 UTC 8. januar



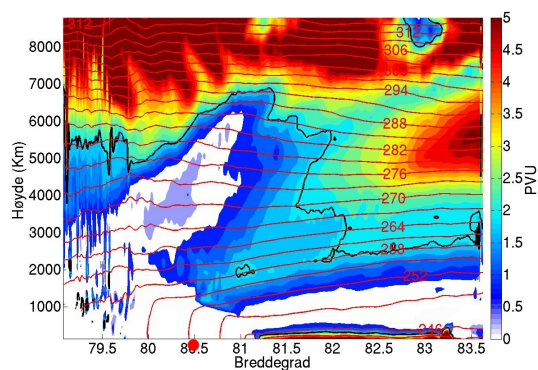
d) 15 UTC 8. januar



e) 18 UTC 8. januar



f) 18 UTC 8. januar



Figur 5.5: Venstre kolonne: Potensiell virvling (farget) og geopotensiell høyde (blå kontur, 40-m intervall) ved 500 hPa fra kontrollkjøringen. Iskanten er vist med en grå kurve. Rød prikk indikerer plasseringen til det polare lavtrykket. Høyre kolonne: Vertikalsnitt av PV og potensiell temperatur fra kontrollkjøringen. 1 PVU enhet er ekvivalent SI enhet $1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$. Følgende tidspunkt er vist: (a,b) 12 UTC 8. januar; (c,d) 15 UTC 8. januar; (e,f) 18 UTC 8. januar.

6 EKSPERIMENTERING AV LAVTRYKKETS FØLSOMHET

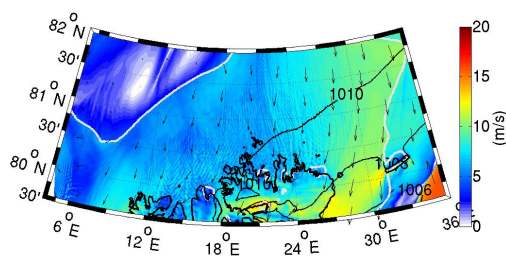
Dette kapitlet undersøker hvordan intensiteten til det polare lavtrykket blir påvirket av energiflukser fra overflaten og kondensasjonsvarme. Dette gjøres for å undersøke de underliggende fysiske prosessene som ligger til grunn for det polare lavtrykket. Dette er illustrert ved hjelp av overflatetrykk, der intensiveringen kan tolkes ut i fra fordypningen av lavtrykket. Tidspunktene i simuleringene samsvarer med kontrollkjøringen (Figur 5.1). Tabell 2 summerer kort effektene av de ulike fysiske prosessene i forhold til intensiveringen av det polare lavtrykket. Dette er basert på resultatene til hvert eksperiment (Tabell 1).

6.1 BETYDNINGEN AV KONDENSASJONSVARME

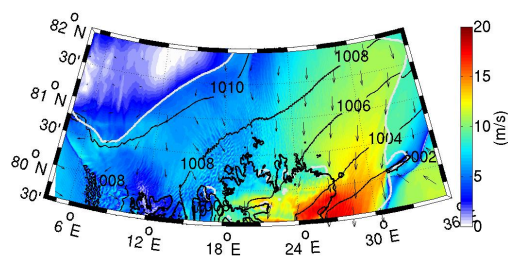
Dette avsnittet undersøker rollen til kondensasjonsvarme i forhold til intensiveringen av det polare lavtrykket. Dette gjøres ved å sammenlikne kontrollkjøringen, CTL, og eksperimentet der kondensasjonsvarmen ble slått av (heretter referert til som CTL+NoCH, Tabell 1). Resultatet er illustrert i Figur 6.1.

I likhet med kontrollkjøringen, viste eksperimentet der kondensasjonsvarmen ble slått av gjennom simuleringen, tilsvarende trykkendring frem til en fordypning av lavtrykket på 1002 hPa, 18 UTC 8. januar (Figur 6.1 b-f). Banen til det polare lavtrykket viser seg i tillegg å være identisk med kontrollkjøringen. Ved å slå av kondensasjonsvarmen gjennom simuleringen, kan det observeres at det polare lavtrykket har en svakere vindhastighet ($<15 \text{ ms}^{-1}$) fra intensiveringsfasen og til lavtrykket modnes (Figur 6.1 d-f) (CTL versus CTL+NoCH).

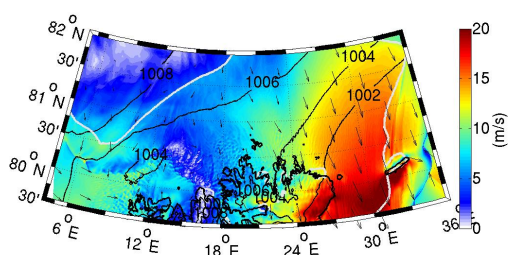
a) 18 UTC 7. januar



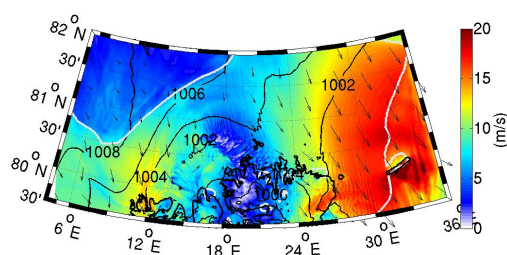
b) 03 UTC 8. januar



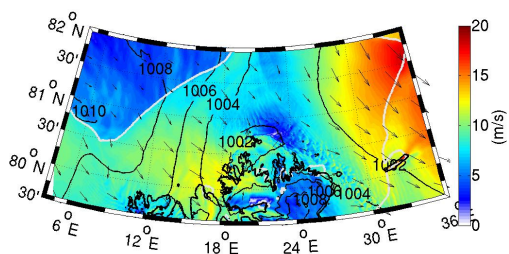
c) 09 UTC 8. januar



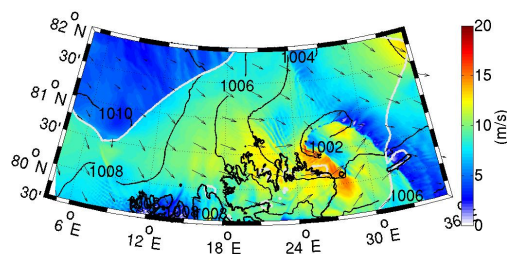
d) 12 UTC 8. januar



e) 15 UTC 8. januar



f) 18 UTC 8. januar



Figur 6.1: Gjennomsnittlig overflatetrykk (sorte linjer, hPa), vindhastighet (ms^{-1} , farget) og vindretning (svarte piler) fra kontrollkjøring uten kondensasjonsvarme. Iskanten er vist ved en tykk hvit kurve. De følgende tidspunktene er vist: a) 18 UTC 7. januar; b) 03 UTC 8. januar; c) 09 UTC 8. januar; d) 12 UTC 8. januar; e) 15 UTC 8. januar; f) 18 UTC 8. januar.

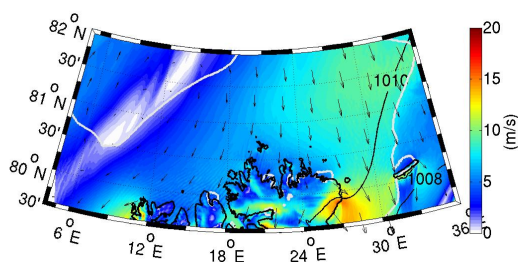
Flere tidligere studier av polare lavtrykk (Nordeng & Rasmussen, 1992; Mailhot m.fl., 1996; Bresch m.fl., 1997; Yanase m.fl. 2004) foreslo at kondensasjonsvarme var den dominerende energikilden til polare lavtrykk. I denne studien antyder WRF-modellen at kondensasjonsvarme har mindre effekt på intensiveringen av det polare lavtrykket 8. januar.

6.2 BETYDNINGEN AV ENERGIFLUKSER FRA OVERFLATEN

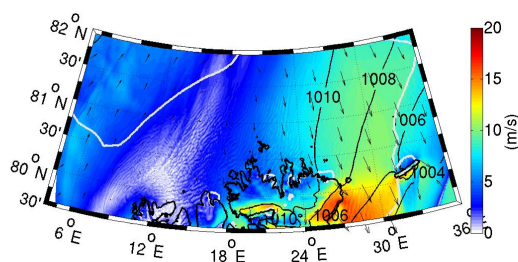
Et eksperiment der både følbare og latente varmeklukser ble slått av gjennom simuleringen, (heretter referert til som CTL+NoF (Tabell 1), ble utformet for å undersøke følsomheten til utviklingen av det polare lavtrykket i forhold til energiflukser fra overflaten. Denne simuleringen ble gjennomført med alle parametriseringer bortsett fra følbare og latente varmeklukser fra overflaten. Det minnes om at kontrollkjøringen (Figur 5.1) og HIRLAM12-analysen (Figur 4.1) viste en fordypning av det polare lavtrykket frem til 18 UTC 8. januar (1002 hPa). En differanse på kun 2 hPa ble funnet. Resultatene er illustrert i Figur 6.2.

Ut i fra figurene observeres det at det polare lavtrykket er helt fraværende når energifluksene fra overflaten blir skrudd av. Det har blitt vist gjennom flere studier (Harold & Browning, 1969; Duncan, 1977 og Bresch m.fl., 1997) at baroklin vekst i polare lavtrykk kun kan gjelde dersom atmosfæriske prosesser reduserer stabiliteten i lavere nivåer. Det fraværende polare lavtrykket i eksperimentet CTL+NoF, kan tolkes som de overnevnte studiene. Det at energifluksene fra overflaten ble slått av, medførte sannsynligvis at PV-anomalien i øvre nivåer ikke kunne vekselvirke med sirkulasjonen på overflaten, Rossbyhøyden ble for liten. Den barokline sonen var forbeholdt de lavere nivåene av atmosfæren, som ble påvirket av energiflukser fra overflaten (Bresch m.fl., 1997).

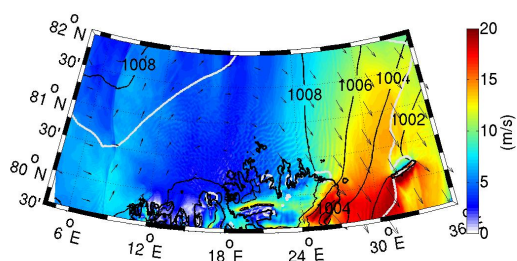
a) 18 UTC 7. januar



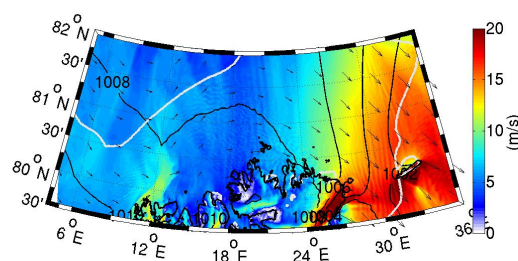
b) 03 UTC 8. januar



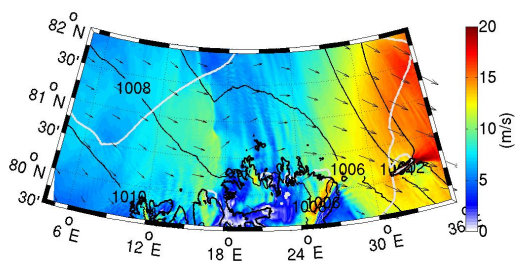
c) 09 UTC 8. januar



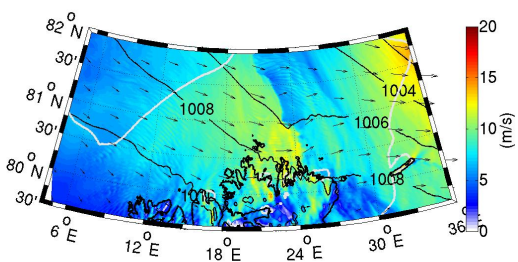
d) 12 UTC 8. januar



e) 15 UTC 8. januar



f) 18 UTC 8. januar

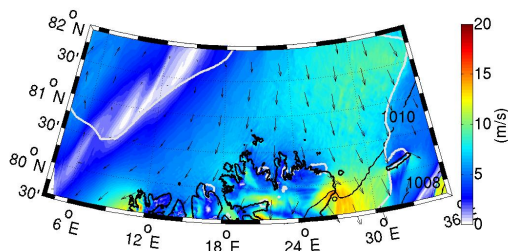


Figur 6.2: Gjennomsnittlig overflatetrykk (svarte konturer, hPa), vindhastighet (ms^{-1} , farget) og retning (svarte piler) fra kontrollkjøring uten varmeklukser fra overflaten. Iskanten er vist ved en tykk hvit kurve. De følgende tidspunktene er vist: a) 18 UTC 7. januar; b) 03 UTC 8. januar; c) 09 UTC 8. januar; d) 12 UTC 8. januar; e) 15 UTC 8. januar; f) 18 UTC 8. januar.

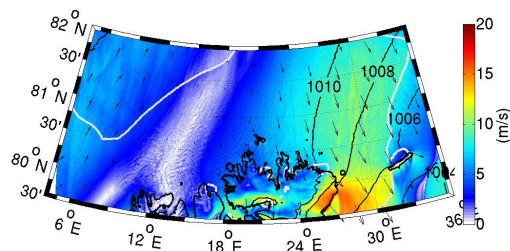
Et eksperiment ble i tillegg utført i denne sammenheng, da både kondensasjonsvarme og varmekstraksjoner fra overflaten ble slått av, (NoF+NoCH). Resultatet av denne simuleringen illustreres i Figur 6.3.

I samsvar med Figur 6.2 viser også Figur 6.3 at det polare lavtrykket er fraværende når energiflukser og kondensasjonsvarme blir skrudd av i simuleringen. Dette indikerer igjen at energiflukser fra overflaten og muligens frigjøring av kondensasjonsvarme er kritisk viktig for å sette opp et gunstig miljø der det polare lavtrykket kan utvikle seg i. Det er likevel vanskelig å tolke fluksenenes rolle i moden fase, siden det ikke blir dannet et lavtrykk i simuleringene.

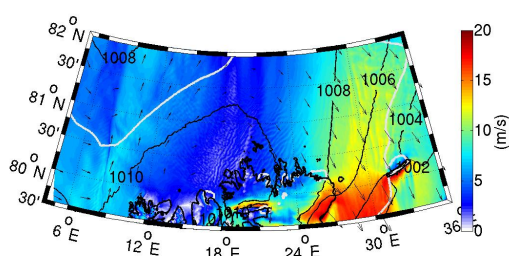
a) 18 UTC 7. januar



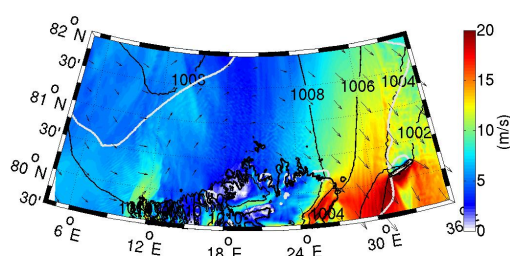
b) 03 UTC 8. januar



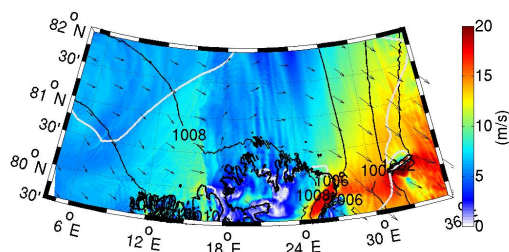
c) 09 UTC 8. januar



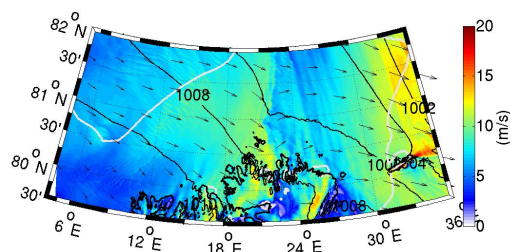
d) 12 UTC 8. januar



e) 15 UTC 8. januar



f) 18 UTC 8. januar



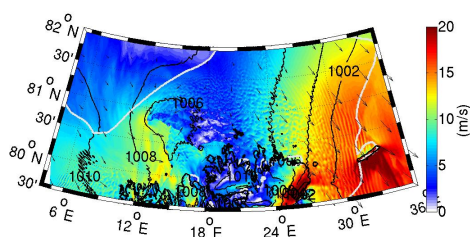
Figur 6.3: Gjennomsnittlig overflatetrykk (sorte linjer, hPa), vindhastighet (ms^{-1} , farget) og vindretning (svarte piler) fra kontrollkjøring uten kondensasjonsvarme og varmeklukser. Iskanten er vist ved en tykk hvit kurve. De følgende tidspunktene er vist: a) 18 UTC 7. januar; b) 03 UTC 8. januar; c) 09 UTC 8. januar; d) 12 UTC 8. januar; e) 15 UTC 8. januar; f) 18 UTC 8. januar.

Det er også av interesse i denne sammenhengen å studere de følbare og latente varmeksluksene individuelt. Derfor ble det utført to ulike eksperimenter der den følbare og latente varmeksluksen ble slått av hver for seg. Figur 6.4 illustrerer simuleringene der den følbare varmeksluksen fra overflaten er skrudd av (NoSHF) i venstre kolonne, og den latente varmeksluksen fra overflaten slått av (NoLHF) i høyre kolonne. Tidspunktene dekker intensiveringsperioden og den modne fasen til det polare lavtrykket.

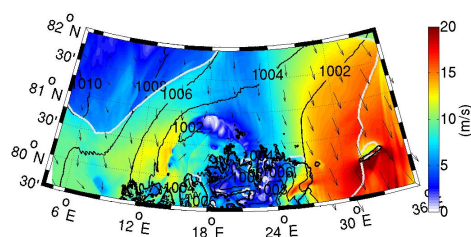
I simuleringen der den følbare varmen ble skrudd av (Figur 6.4, venstre kolonne) kan det observeres at det polare lavtrykket svekkes med 2 hPa, sammenliknet med de samme tidspunktene i kontrollkjøringen (Figur 5.1 d-f). Betydningen av følbare varmekslukser fra overflaten er tydelig dersom simuleringen blir sammenliknet med eksperimentet der begge varmeksluksene ble slått av (Figur 6.2). Det er likevel vanskelig å tolke betydningen av følbare varmekslukser i moden tilstand i det polare lavtrykket, ettersom det polare lavtrykket var helt fraværende i eksperimentet (CTL+NoF). Det polare lavtrykket beveger seg i en annen bane enn det som har blitt observert i de andre eksperimentene. Årsaken til dette kunne muligens blitt tolket gjennom et PV-perspektiv i likhet med Figur 5.5. Det at det polare lavtrykket beveger seg lenger over åpent hav vil kunne ha en positiv effekt på lavtrykket siden det ikke blir like begrenset av land (Svalbard). Etter at lavtrykket er i moden fase (Figur 6.4 e), kan det observeres at lavtrykket endrer bane mot sør. Ut i fra simuleringen kan det bety at den følbare varmeksluksen har noe betydning, men ikke er kritisk avgjørende for at det polare lavtrykket skal drives fremover.

I eksperimentet der den latente varmeksluksen fra overflaten ble slått av (NoLHF) gjennom simuleringen, viser Figur 6.4, høyre kolonne, at det polare lavtrykket også i denne simuleringen er noe svakere i intensiveringsfasen (Figur 6.4 b, d). Da det polare lavtrykket beveger seg i en bane med større tilgjengelighet av åpent hav (Figur 6.4 b, d, f), er det grunn til å tro at dette vil ha en positiv effekt på det polare lavtrykket. Dette kan øke vindstyrken noe og dermed gi høyere følbare varmekslukser fra overflaten.

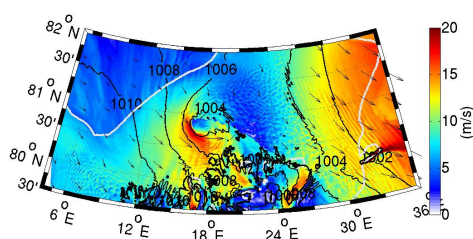
a) 12 UTC 8. januar



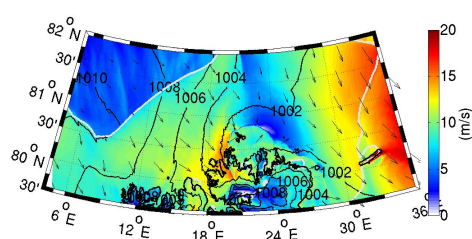
b) 12 UTC 8. januar



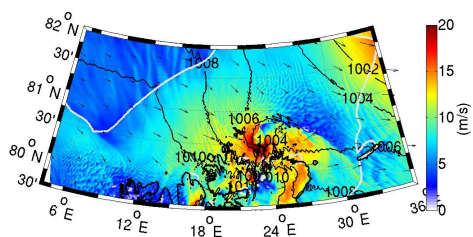
c) 15 UTC 8. januar



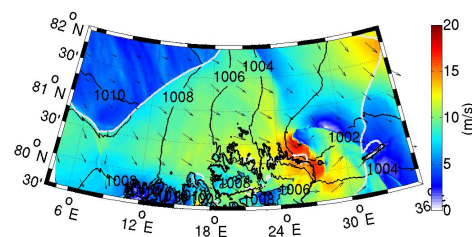
d) 15 UTC 8. januar



e) 18 UTC 8. januar



f) 18 UTC 8. januar



Figur 6.4: Kontrollkjøring med følbare varmeklukker fra overflaten slått av (venstre kolonne) og kontrollkjøring med latente varmeklukker fra overflaten slått av (høyre kolonne) i Wm^{-2} . Iskanten er merket med hvit kurve. Tidspunktene er gitt ved (a,b) 12 UTC 8. januar; (c,d) 15 UTC 8. januar; (e,f): 18 UTC 8. januar.

En ulempe ved eksperimentene utført på det polare lavtrykket 8. januar 2010, og også mange tidligere studier av følsomheten til polare lavtrykk (se Bresch m.fl., 1997) er at de har blitt gjennomført med de fysiske komponentene (kondensasjonsvarme og varmeflukser fra overflaten) enten slått av eller på gjennom hele integrasjonstiden. Som det har blitt vist er det vanskelig å avgjøre med økende integrasjonstid hvilken fysisk prosess som påvirker det polare lavtrykket (Yanase m.fl., 2004), både direkte og indirekte gjennom modifiseringer av miljøet det polare lavtrykket utvikles i.

Som det ble nevnt i kapittel 2 har den velkjente teorien fra tropiske stormer, WISHE-mekanismen (Craig & Gray, 1996), også blitt anvendt i teorien om polare lavtrykk når det gjelder betydningen av energiflukser fra overflaten. WISHE-teorien antar en nøytral atmosfære der følbare og latent varme blir transportert fra havoverflaten og oppover ved turbulent varmetransport og konveksjon. Den oppvarmede kjernen til virvelen på overflaten resulterer i en sterk oppstrømning og dermed en sterkere konvergens av masse i lavere nivåer, noe som resulterer i en fordypning av lavtrykket. Energifluksene fra overflaten er avhengige av vindstyrken, og er av den grunn bestemt av strømmen i det polare lavtrykket, noe som medfører en positiv tilbakekoblingsmekanisme mellom energifluksene fra overflaten og vindstyrken på overflaten (Craig & Gray, 1996).

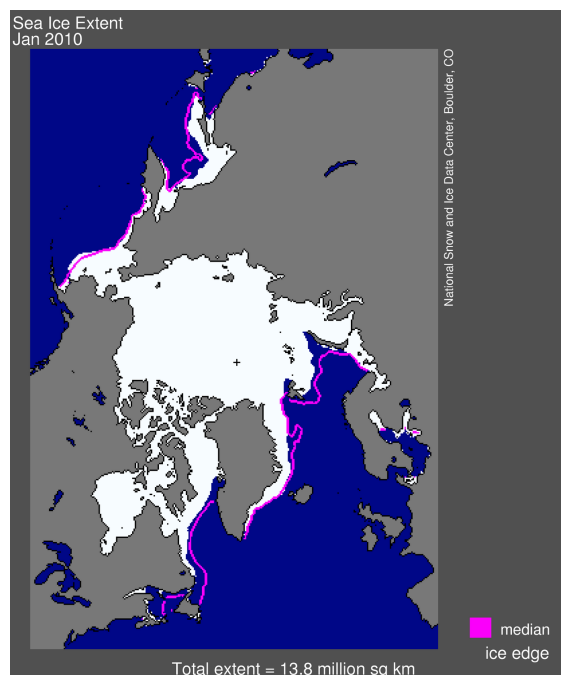
Ved å flytte iskanten noen grader lenger nord og øst som det har blitt gjort i denne studien vil det føre til en vekst i oppadgående transport av varme, fuktighet og momentum gjennom flukser fra overflaten. Disse fluksene vil resultere i en reduksjon i den statiske stabiliteten i atmosfæren. Dette gir et område som er gunstig i forhold til dannelsen av et polart lavtrykk. Som diskutert i kapittel 5, vil en PV-anomali i høyden også være viktig gjennom hele livssyklusen til det polare lavtrykket.

6.3 BETYDNINGEN AV ISKANTEN

Mens en overflate av snølagt is bare tar opp 10-20 prosent av energien i solstrålene, tar isfritt hav opp mer enn 90 prosent av energien. Dette fører til oppvarming og økt fordamping. En endring i havets isdekke vil derfor påvirke overflatetemperaturen. Dette er et eksempel på en selvforsterkende effekt da økende opptak av solenergi fører til akselererende nedsmelting av is. Det er klart at dersom et område som har vært islagt etter hvert blir isfritt, vil dette kunne påvirke værsystemene i det aktuelle området. Figur 5.1 viser kontrollkjøringen med isen trukket noe tilbake, mot den observerte iskanten i satellittbildene (Figur 4.1). Figurene illustrerer at ved å flytte iskanten lenger nord og øst, får det polare lavtrykket et større havområde å utvikle seg over, og intensiteten på lavtrykket blir sterkere. Dette kan bety at det i fremtiden vil oppstå flere intense polare lavtrykk i dette området. Denne studien var likevel kun et enkelttilfelle, og kan derfor ikke bekrefte eller avkrefte dette.

6.3.1 DEN ARKTISKE ISKANTEN JANUAR 2010

Til tross for kjølige temperaturer over det meste av Polhavet i januar 2010, lå fortsatt den arktiske havisen i stor grad under det normale. Ved utgangen av januar, falt isutbredelsen under den observerte utstrekningen som var tilfelle i januar 2007. Den arktiske isutbredelsen var i januar 2010 i gjennomsnitt 13.78 million kvadratkilometer (se Figur 6.5). Dette var 1.08 million kvadratkilometer under 1979-2000 gjennomsnittet for januar, men 180 000 kvadratkilometer over den rekordlave utbredelsen for måneden, som skjedde i januar 2006. (NSDIC, Oktober 2011).

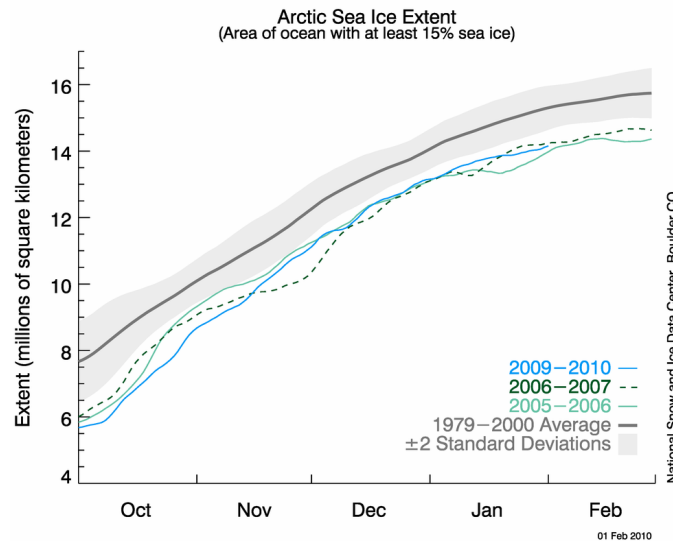


Figur 6.5: Arktisk isutbredelse var 13.78 million kvadratkilometer for januar 2010. Den lilla linjen viser 1979 til 2000 medianen for den måneden. Det sorte krysset viser den geografiske Nordpolen.

6.3.2 FORHOLDENE SETT I SAMMENHENG

I løpet av januar 2010, vokste isutbredelsen i gjennomsnitt 34 000 kvadratkilometer per dag. Isutbredelsen økte relativt jevnt i første del av måneden, for så å bremse mot slutten av januar. En kort nedgang i isvekst er ikke uvanlig om vinteren.

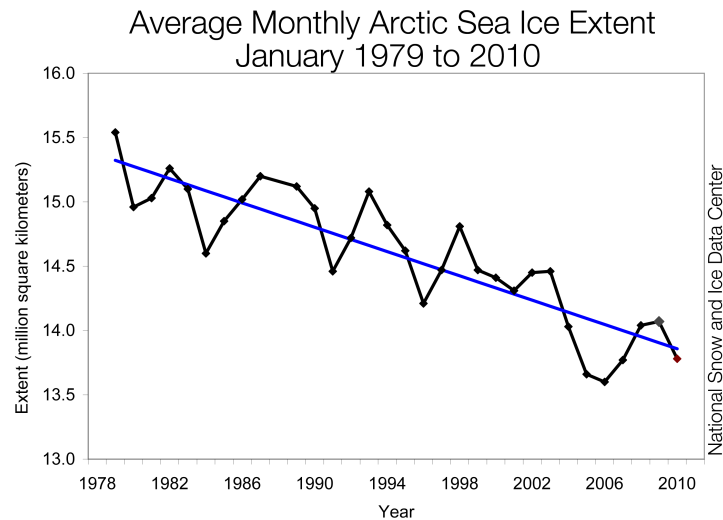
Sett over hele sesongen, fortsatte likevel vinteren 2010 i den samme trenden med lav arktisk isvekst (se Figur 6.6). På 1980-tallet var gjennomsnittlig rate av isvekst for januar rundt 90 000 kvadratkilometer per dag. Til sammenligning, i 1990-årene, falt den gjennomsnittlige veksten i januar til om lag 40.000 kvadratkilometer per dag. Inkludert 2010, er gjennomsnittet for 2000-tallet 39 000 kvadratkilometer per dag i januar (NSIDC, Oktober 2011).



Figur 6.6: Grafen ovenfor viser daglig isutbredelse fra 1. februar 2010. Den lyseblå linjen indikerer 2009/2010; stiplede grønne indikerer 2006/2007; lys grøn viser 2005/2006 (det rekordlave for måneden januar), og den tykke grå indikerer gjennomsnittlig omfang 1979-2000. Det grå området rundt gjennomsnittslinjen viser to standardavvik fra dataene (NSDIC, Oktober, 2011).

6.3.3 JANUAR 2010 SAMMENLIKNET MED TIDLIGERE ÅR

Mens den arktiske havisen i stor grad har minket i alle årstidene, er omfanget i de nedadgående trendene i vinterisen mye mindre enn om sommeren. Mørketiden i polområdet og lave temperaturer betyr at isen generelt fryser til omtrent samme grenser hver vinter. Den lineære nedgangen for januar er nå 3,2% per tiår (se Figur 6.7) (NSDIC, Oktober 2011). I de seneste studiene har det kommet frem at det ikke lenger kan forventes en lineær nedgang i isutbredelsen. Modellen PIOMAS har estimert at den lineære linjen vil krysse nullpunktet på grafen tidligere enn det man har antatt, slik at en lineær nedgang ikke lenger er gjeldende (pers. komm. Jón Egill Kristjánsson).



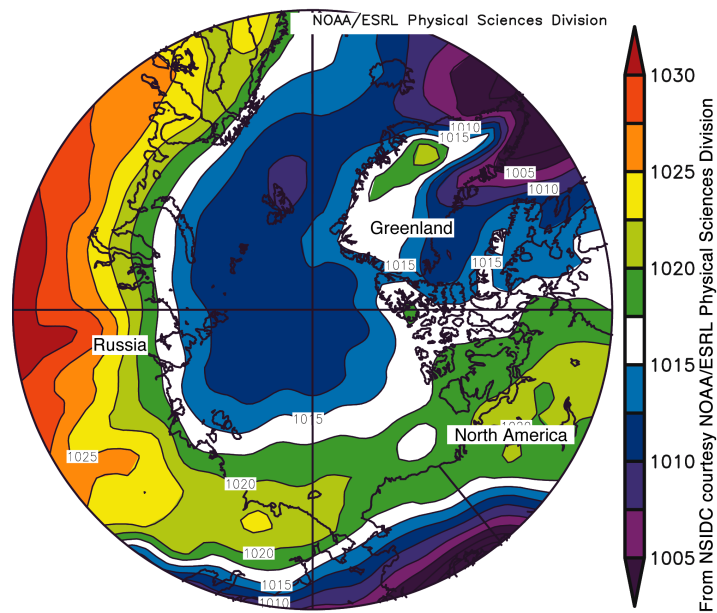
Figur 6.7 : Månedlig isutbredelse for januar 1979-2010 viser en nedgang på 3,2% per tiår.

6.3.4 ET SKIFTE I DEN ATMOSFÆRISKE SIRKULASJONEN

Den “arktiske sirkulasjonen” var preget av en ekstremt negative fase i desember 2009, der Polhavet var dominert av et uvanlig høyt overflatetrykk og en høy lufttemperatur. I januar flyttet den arktiske sirkulasjonen seg fra å være sterkt negativ til nøytral i midten av måneden, og deretter tilbake til en negativ fase på slutten av måneden. (For mer informasjon om den arktiske sirkulasjonen, se <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>).

I motsetning til desember, var det i januar et uvanlig lavt trykk over det sentrale Arktis og et usedvanlig høyt trykk over Vest-Europa og Asia. Mens temperaturen over store deler av det sentrale Polhavet var 1 til 3 grader Celsius under det normale, var temperaturene i Barentshavet 3-5 grader Celsius varmere enn normalt. Figur 6.8 illustrerer dette.

Sea Level Pressure (mb) Composite Mean
January, 2010



Figur 6.8: Kart over overflatetrykk (i millibar) for januar 2010 som viser høyere gjennomsnittlig trykk enn normalt over Vest-Europa og Asia (områder i oransje og rødt) og lavere gjennomsnittlig trykk enn normalt over det sentrale Polhavet (områder i blått og lilla) (NSDIC, Oktober 2011).

7 DISKUSJON OG SAMMENDRAG

Et polart lavtrykk som oppstod mellom iskanten og Svalbard 8. januar 2010 har blitt studert. Satellittbilder viser at det polare lavtrykket oppsto nær iskanten etter at et større synoptisk lavtrykk beveget seg nordøst for Grønland og advekterte kalde arktiske luftmasser sørover. En baroklin forstyrrelse på overflaten ble dannet etter kaldluftsutbruddet som oppsto som følge av den advekterte luften, i et område der den kalde arktiske luften traff relativt varmt overflatevann nedenfor iskanten. De 'gunstige vilkårene' var indikert av ulike faktorer som tidligere har vist å følge utviklingen til polare lavtrykk (Blechschmidt m.fl. 2009); en temperaturforskjell mellom havoverflaten og 500 hPa på over 40 K (Noer og Ovhed, 2003), eksistensen av et tråg i øvre nivåer (500 hPa) i området som var av interesse, og en PV-anomali som beveget seg langs tropopausen i samme område som lavtrykket på bakken (Kristjánsson m.fl., 2011) og høye verdier av følbare og latente varmeklukser.

Det polare lavtrykket ble dokumentert ved en standard synoptisk analyse i HIRLAM12-modellen. Analysen ble evaluert over en tidsperiode fra 18 UTC 6. januar til og med 21 UTC 8. januar. Et kraftig kaldluftsutbrudd ble observert og dokumentert gjennom sonderinger fra radiosonde-stasjonen i Ny-Ålesund. En kraftig vekselvirkning mellom den kalde arktiske luften og det relativt varme overflatevannet fant sted og ble observert gjennom konvektive skyer og dannelsen av en definert kommasky. Denne sirkulasjonen traff land rundt 12 UTC 8. januar med en overflatevind på 15 ms^{-1} . Det var en svakhet i HIRLAM12-analysen siden lavtrykket ble plassert for langt sør sammenlignet med satellittbildene.

Ulike simuleringer ble utført med WRF-modellen v.3.1 i et forsøk på å simulere lavtrykkets utvikling så nøyaktig som mulig. Simuleringen ble utført med tre domener med 9, 3 og 1 km gitteravstand. I de to ytterste domenene var det ikke mulig å observere det polare lavtrykket, derfor ble kun resultater fra det innerste domenet tolket. Det har vist seg at den horisontale oppløsningen i WRF-modellen var av svært avgjørende betydning for om modellen klarte å simulere et polart lavtrykk eller ikke. Dette skyldes sannsynligvis først og fremst at modellen klarer å behandle konveksjon og kondensasjonsvarme på en mer realistisk måte ved en høyere oppløsning.

En testkjøring ble først gjennomført for å undersøke hvor WRF plasserte iskanten. Denne plasseringen var rimelig nøyaktig sammenlignet med satellittbildene, bortsett fra at iskanten var plassert for nær Svalbard, spesielt i nordøstlig retning. Dette kan ha medvirket til at det polare lavtrykket ble underestimert gjennom hele tidsperioden, slik at denne simuleringen ble heller unøyaktig i forhold til det som ble observert i satellittbildene. Det ble derfor gjennomført en kontrollkjøring der isen ble flyttet noen grader lenger nord og øst, dette for at det polare lavtrykket skulle få et større område å utvikle seg over. Kontrollkjøringen ble startet 00 UTC 7. januar og avsluttet 12 UTC 9. januar. Et kaldluftsutbrudd kunne i denne simuleringen observeres 18 UTC 7. januar, i likhet med virkeligheten, med klare vindpiler i sørlig retning i det aktuelle området.

Det var i likhet med testkjøringen, en forsinkelse for når det polare lavtrykket ble observert første gang. Det kan virke som om WRF-modellen har problemer med å fange opp selve dannelsen av det polare lavtrykket tidlig nok, til tross for høy oppløsning. Som følge av lavtrykkets nære beliggenhet til iskanten og den relativt høye vindhastigheten ($>20 \text{ ms}^{-1}$), resulterte dette i høye overflateflukser i lavtrykkets øye under fordypningsfasen rundt 18 UTC 8. januar. Maksimale følbare og latente varmekullukser ble henholdsvis funnet å være rundt 700 Wm^{-2} og 250 Wm^{-2} . 18 UTC 8. januar var det polare lavtrykket i moden fase, der den definerte kommaformede strukturen kunne observeres. Lavtrykket beveget seg raskere østover i denne simuleringen, 18 UTC befinner lavtrykket seg $80,5^\circ\text{N } 28^\circ\text{E}$. Dette er plasseringen lavtrykket hadde 21 UTC i satellittbildene (Figur 4.1 g).

Den delvis vellykkede simuleringen av det polare lavtrykket i WRF-modellen reiser spørsmålet om hvor nøyaktig polare lavtrykk kan varsles (Businger & Reed, 1989; Nordeng, 1990). Nordeng poengterte at den tidlige fasen i utviklingen av et polart lavtrykk burde være prediktable. Dette skyldes at dannelsen av lavtrykket ofte avhenger av en vekselvirkning, som gjennom horisontale og vertikale figurer i denne studien viste seg å være en østgående PV-anomali i øvre nivåer som vekselvirket med en PV-anomali i lavere nivåer.

Senere steg i utviklingen av et polart lavtrykk er ikke like prediktable (Nordeng, 1990), siden nøyaktigheten avhenger av hvor korrekt modellen behandler konvektiv aktivitet, som inntil nylig ikke kunne behandles eksplisitt.

Flere eksperimenter ble gjennomført i WRF for å undersøke de underliggende fysiske prosessene som kunne være medvirkende drivmekanismer i det polare lavtrykket. Først ble det gjennomført et eksperiment der kondensasjonsvarmen ble slått av gjennom simuleringen. Videre ble et eksperiment utført der både følbare og latent varmekraft ble avslått. Det var også av interesse å studere energifluktene fra overflaten individuelt. Derfor ble det gjennomført to eksperimenter der henholdsvis følbare og latente varmekraft fra overflaten ble skrudd av hver for seg over det åpne havområdet.

Det kom frem fra figurene at det polare lavtrykket utviklet seg i et baroklint område, med kald arktisk luft som vekselvirket med varmere luft over havoverflaten. Denne barokliniteten var gjeldende gjennom hele livssyklusen, og det argumenteres for at denne barokliniteten var av større betydning enn de andre fysiske prosessene som var gjeldende. De komplekse vekselvirkningene mellom varmekraft fra overflaten, kondensasjonsvarme og en PV-anomali i øvre nivåer gjorde det vanskelig å tolke deres individuelle betydning i forhold til utviklingen av det polare lavtrykket. Frigjøring av kondensasjonsvarme opprettholdt muligens en helning mellom PV-anomalien i øvre og nedre nivåer. Når de lavere lagene i troposfæren ble for stabile da varmekraftene ble slått av, var det tydelig at den nedadgående fordypningen av anomalien i øvre nivåer var for svak til å danne en utvikling på overflaten. Det argumenteres for at følbare og latente varmekraft fra havoverflaten ikke nødvendigvis var årsaken til fordypningen alene, men at de spilte en viktig rolle i form av å minke stabiliteten i området slik at de overnevnte mekanismene kunne virke mer effektivt.

Det faktum at teorien som vanligvis brukes til å forklare syklogenese på midlere breddegrader også gjelder for utviklingen av polare lavtrykk, tyder på at sistnevnte i mange tilfeller kan ses på som små, primært arktiske 'kolleger' av de større systemene på midlere bredder. Dette gjelder spesielt for systemer som dannes over relativt varmt havområde utenfor kalde kontinenter eller iskanter i vinterhalvåret. Ettersom polare lavtrykk typisk har mange fysiske egenskaper til felles med ekstratropiske sykkloner, kan de bedre ses på som en del av et bredt spekter av sykkloner som formes over hav der det skilles mellom grad av baroklinitet, styrken i øvre nivåer, troposfærisk stabilitet, mengden av frigjøring av latent varme, og størrelsen og fordelingen av energifluktene fra overflaten, snarere enn som et eget fenomen (Bresch m.fl. 1997).

7.1 FORSLAG TIL METODE OG VIDERE FORSKNING

Yanase m.fl. (2004) introduserte et nytt type eksperiment, der både varmeklukser fra overflaten og kondensasjonsvarme slås av/på da det polare lavtrykket er modent, altså ved et senere tidspunkt i simuleringen. Det ble vist at ved å slå av den følbare varmekluksen gjennom hele simuleringen av et polart lavtrykk over det Japanske hav, minket intensiteten på det polare lavtrykket, som observert i denne studien. På den andre siden, viste eksperimenter der energiflukse ble slått av for en kort periode (1-6 timer) at energiflukse fra overflaten kun hadde en indirekte effekt på det modne polare lavtrykket. Dette skyldtes at energiflukse gjorde modifikasjoner i det området lavtrykket beveget seg i (Yanase m.fl., 2004). Føre m.fl. (2011 b) viste at ved å slå av varmeklukse halvveis i simuleringen, var betydningen av følbare varmeklukse viktigst etter fordypningen av det polare lavtrykket, mens fjerning av latente varmeklukse ikke ga noen betydelig endring i intensiteten på lavtrykket. Denne typen eksperimenter ville vært interessant å gjennomføre under det polare lavtrykket 8. januar 2010, der varmeklukse ble startet i et senere tidspunkt under simuleringen. På den måten kunne man lettere observere den direkte eller indirekte effekten av varmeklukse.

I andre omgang kunne det blitt gjennomført en PV-invertering. På den maten kunne man sett hvor PV-feltene burde ligget. PV-feltene kunne da blitt sammenliknet med virkeligheten, og eventuelle feil kunne blitt oppdaget i modellen.

Videre hadde det vært interessant å se på effekten av å bruke andre mikrofysiske skjemaer i WRF modellen for å undersøke om intensiteten på det polare lavtrykket ble endret på grunn av dette. Ved å for eksempel bruke WRF Single-Moment 6-class skjemaet (WSM6), ville muligens prosesser som inkluderer is, snø og graupel blitt bedre representert under den høye oppløsningen som ble brukt i denne studien.

Det har vist seg at isutbredelsen i Arktisk stadig blir mindre, og selv om denne studien var et enkelttilfelle, ble det observert at med tilbaketrukken iskant resulterte dette i et mer intenst polart lavtrykk. Det ville vært interessant å sammenlikne dette med flere studier av polare lavtrykk i samme område i fremtiden, da dette området etter hvert vil få større betydning når det gjelder forskning på polare lavtrykk. Det ble ikke observert en betydelig forskjell i plasseringen av lavtrykket selv om isen ble trukket tilbake i denne studien, men det vil være fornuftig å tro at disse intense systemene vil følge etter iskanten etter hvert som denne

trekker seg tilbake. Dette kan ha potensielt store konsekvenser for menneskelig aktivitet i nordområdene. Til nå har disse områdene vært tynt befolket, men kommersiell aktivitet øker stadig som en følge av at isen trekker seg tilbake. Hvordan variabilitet og sirkulasjonsmønstre endrer seg i et endret klima vil fortsette å være et viktig og spennende forskningsfelt i tiden fremover.

BIBLIOGRAFI

- Albright, M. D, Reed, R. J, Ovens, D. W. 1995. Origin and structure of a numerically simulated polar low over Hudson Bay. *Tellus*. **47**: 834-848.
- Ahmadi-Givi, F., Graig, G. C., Plant, R. S. 2006. The dynamics of a midlatitude cyclone with very strong latent-heat release. *Q. J. R. Meteor. Soc.* **130**: 295-323.
- Bluestein, H.B. 1993. Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume I: Principles of Kinematics and Dynamics systems. *Oxford University Press*, UK.
- Bracegirdle, T. og Gray, S. 2008. An objective climatology of the dynamical forcing of polar lows in the Nordic seas. *Int. J. Climatol.* **28**: 1903-1919.
- Bracegirdle, T. og Gray, S. 2009. The dynamics of a polar low assessed using potential vorticity inversion. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **135**: 880-893.
- Bresch, J.F., Reed, R. J., Albright, M.D. 1997. A polar-low development over the Bering Sea: Analysis, numerical simulation, and sensitivity experiments. *Mon. Wea. Rev.* **125**: 3109-3130.
- Brümmer, B. 1996. Boundary-layer modification in wintertime cold-air outbreaks from the Arctic sea ice. *Boundary-Layer Meteorology*. **80**: 109-125.
- Brümmer, B., Müller, G. og Noer, G. 2009. A Polar Low Pair over the Norwegian Sea. *Mon. Wea. Rev.* **137**: 2559-2575.
- Businger, S. 1985. The synoptic climatology of polar low outbreaks. *Tellus*. **37A**: 419-432.
- Businger, S. 1987. The synoptic climatology of polar-low outbreaks over the Gulf of Alaska and the Bering Sea. *Tellus*. **39A**: 307-325.
- Businger, S. og Baik, J.J. 1991. An arctic hurricane over the Bering Sea. *Mon. Wea. Rev.* **119**: 2293-2322.
- Businger, S. og Reed, R.J. 1989. Cyclogenesis in cold air masses. *American Meteorological Society*. **4**.

- Craig, G.C. og Gray, S.L. 1996. CISK or WISHE as the mechanism for tropical cyclone intensification. *Journal of the Atmospheric Science*. **53**.
- Chen, F. og Dudhia, J. 2001. Coupling and advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part 1: Model description and implantation. *Mon. Wea. Rev.* **129**: 569-585.
- Charney, J. og Eliassen, A. 1964. On the growth of the hurricane depression. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **21**: 68-75.
- Dannevig, P. 1954. Meteorologi for Flygere (in Norwegian). Aschehoug: Oslo.
- DeCosmo, J., Katsaros, K. B., Smith, S. D., Anderson, R. J., Oost, W. A., Bumke, K. og Chadwick, H. 1996. Air-sea exchange of water vapour and sensible heat: The Humidity Exchange Over the Sea (HEXOS) results. *J. Geoph. Res.* **101**: 12001-12016.
- Douglas, M.W., Fedor, L.S og Shapiro, M.A. 1991. Polar low structure over the northern Gulf of Alaska based on research aircraft observations. *Mon. Wea. Rev.* **119**: 32-54.
- Douglas, M.W., Fedor, L.S., Shapiro, M.A. og Saukkonen, L. 1995. Research aircraft observations of a polar low at the east Greenland ice edge. *Mon. Wea. Rev.* **123**: 5-15.
- Duncan, C.N. 1977. A numerical investigation of polar lows. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **103**: 255-267.
- Emanuel, K. 1986. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **43**: 585-604.
- Emanuel, K. og Rotunno, R. 1989. Polar lows as arctic hurricanes. *Tellus*. **41A**: 797-814.
- Ertel, H. 1942. Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Meteorol. Zeit.*, **59**, 271-281.
- Føre, I., J. E. Kristjánsson, Ø. Sætra, Ø. Breivik, B. Resting, og M. Shapiro. 2011a. The full life cycle of a polar low over the Norwegian Sea probed by three research aircraft flights. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, accepted.
- Føre, I., J. E. Kristjánsson, E. W. Kolstad, T. J. Bracegirdle, Ø. Sætra, og B. Resting. 2011b. A "hurricane-like" polar low fueled by sensible heat flux: high-resolution numerical simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* submitted.

- Grønås, S. og Kvamstø, N.G. 1995. Numerical simulations of the synoptic conditions and development of arctic outbreak polar lows. *Tellus*. **47A**: 797-814.
- Grønås, S., A. Foss, og M. Lystad, 1987. Numerical simulations of polar low in the Norwegian Sea. *Tellus*. **39A**: 334-353.
- Grønås, S. og Skeie, A. 1999. A case study of strong winds at an Arctic front. *Tellus*. **51A**: 865-879.
- Harley, D. G. 1960. Frontal contour analysis of a polar low. *Meteor. Mag.* **89**: 146–147.
- Harrold, T. og Browning, K. 1969. The polar low as a baroclinic disturbance. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **95**: 710-723.
- Hartmann, D. 1994. Global Physical Climatology. *Academic Press*. **56**.
- Haugen, J.E., Aspelien, T., Homleid, M., Køltzow, M. og Vignes, O. 2008. Operasjonell HIRLAM med 12km, 8km og 4km gitter- beskrivelse av modelloppsett fra februar 2008 med verifikasjon fra parallellkjøringer. *Met.no*.
- Heinemann, G. 1998. A mesoscale model-based study of the dynamics of a wintertime polar low in the Weddell Sea region of the Antarctic during the Winter Weddell Sea Program field phase 1986. *Journal of Geophysical Research*. **103**: 5983-6000.
- Hilton, F., Atkinson, N.C., English, S.J. og Eyre, J.R. 2009. Assimilation of IASI at the Met Office and assessment of its impact through observing system experiments. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **135**: 495-505.
- HIRLAM.org. 2011. *General description of the HIRLAM model*. <http://hirlam.org>. (August 2011).
- Holton, J. 2004. An introduction to dynamic meteorology. *Academic press*.
- Hoskins, B. J. 1997. A potential vorticity view of synoptic development. *Meteorol. Appl.*, **4**: 325–334.

- Hoskins, B. J, McIntyre M. E, Robertson, A. E. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **111**: 877-946.
- Kolstad, E. 2006. A new climatology of favorable conditions for reverse-shear polar lows. *Tellus*. **58A** : 344–354.
- Kolstad, E. 2007. Extreme winds in the Nordic Seas: polar lows and Arctic fronts in a changing climate. PhD thesis.
- Kolstad, E. and Bracegirdle, T.J. 2008. Marine cold-air outbreaks in the future: An assessment of IPCC AR4 model results for the Northern Hemisphere. *Clim. Dyn.* **30**: 871-885.
- Kristjánsson, J. E, Thorsteinsson, S., Kolstad, E., Blechschmidt, A. 2011a. Orographic influence of East Greenland on a Polar Low over the Denmark Strait. *Q. J. R. Meteor. Soc.* **137**: 1773–1789.
- Kristjánsson, J.E., Barstad I., Aspelien, T., Førre, I., Godøy, Ø., Hov, Ø., Irvine, E., Iversen, T., Kolstad, E., Nordeng, T.E, McInnes, H., Randriamampianina, R., J. Reuder, J., Sætra, Ø., Shapiro, M., Spengler, T., Ólafsson, H. 2011b. The Norwegian IPY-THORPEX: Polar Lows and Arctic Fronts during the 2008 Andøya campaign. *Bull. Am. Met. Soc.*
- Lean, H. W., Clark P. A., Dixon, M. N. M. Roberts, A. Fitch, R. Forbes og C. Halliwell. 2008. Characteristics of High-Resolution Versions of the Met Office Unified Model for Forecasting Convection over the United Kingdom. *Mon. Wea. Rev.*, **136**: 3408–3424.
- Linders, T. og Sætra, Ø. 2010. Can CAPE maintain polar lows? *J. Atmos. Sci.*, **67**: 2559-2571.
- Lui, A.Q., Moore, G.W.K., Tsuboki, K. og Renfred, I.A. 2006. The effect of the sea-ice zone on the development of boundary-layer roll clouds during cold-air outbreaks. *Bound. L. Meteo.* **118**: 557-581.
- Mailhot, J., Hanley D., Bilodeau, B., Hertzman, O. 1996. A numerical case study of a polar low in the Labrador Sea. *Tellus*. **48A**: 383-402.
- Mansfield, D.A. 1974. Polar lows: The development of baroclinic disturbances in cold air outbreaks. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **100**: 541-554.

- Martin, R. og Moore, G.W.K. 2006. Transition of a synoptic system to a polar low via interaction with the orography of Greenland. *Tellus*. **58A**: 236-253.
- Mc Innes, H., Kristiansen, J., Kristjansson, J. og Schyberg, H. 2011. The role of horizontal resolution for polar low simulations. *Q. J. R. Met. Soc.*, **137**: 1674-1687.
- Meteorological Office. London, H.M. Stationery Off.
- Montgomery, M.T. og Farrell, B.F. 1992. Polar low dynamics. *J. Atmos. Sci.* **49**: 2484-2505.
- Niemelä, S., Fortelius, C. 2005. Applicability of Large-Scale Convection and Condensation Parameterization to Meso- γ -Scale HIRLAM: A Case Study of a Convective Event. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2422–2435.
- Noer, G. og Ovsted, M. 2003. Forecasting of polar lows in the Norwegian and the Barents Sea. 9th meeting of the EGS Polar Lows Working Group, *Cambridge, UK*.
- Noilhan, J. og Planton, S. 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.* **117**: 536-549.
- Nordeng, T. E., 1990. A model-based diagnostic study of the development and maintenance mechanism of two polar lows. *Tellus*. **42**: 92-108.
- Nordeng, T.E., Rasmussen, E.A. 1992. A most beautiful polar low. A case study of a polar low development in the Bear Island region. *Tellus*. **44A**: 81-99.
- Nordeng, T.E., Brunet, G., og Caughey, J., 2007. Improvements of weather forecasts in polar regions. *WMO Bulletin*. **56**: 250-257.
- Ooyama, K. 1969. Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.* **26**: 3-40.
- Ooyama, K. 1982. Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. *J. Meteor. Sops.* **60**: 369-379.
- Pagowski and Moore. 2001. A numerical study of an extreme cold-air outbreak over the Labrador Sea: Sea ice, air– sea interaction, and development of polar lows. *Mon. Wea. Rev.*, **129**: 47–72.

- Palmén, E. og Newton, C. W. 1969. Atmospheric circulation systems. *Academic Press, Ink.* **13**.
- Plant, R. S., G. C. Gray og S. L. Gray. 2003. On a threefold classification of extratropical cyclogenesis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**: 2989-3012.
- Rabbe, Å. 1975. Arctic instability lows. *Meteorologiske Annaler*. Meteorologisk Institutt. **6**: 303-329.
- Rabbe, Å. 1987. A polar low over the Norwegian Sea, 29 February-1 March 1984. *Tellus*. **39A**: 326-333.
- Rasmussen, E. A., og J. Turner. 2003. *Polar Lows, Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions*, E. A. Rasmussen and J. Turner (eds.), Cambridge University Press, 612 s.
- Rasmussen, E. 1985. A case study of a polar low development over the Barents Sea. *Tellus*. **37A**:407-418.
- Rasmussen, E. 1979. The polar low as an extratropical CISK disturbance. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. **105**: 531-549.
- Reed, Richard J., Warren Blier, 1986. A Case Study of Comma Cloud Development in the Eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **114**: 1681–1695.
- Roch, M., Benoit, R., og Parker, N. 1991. Sensitivity experiments for polar low forecasting with the CMC mesoscale finite-element model, *Atmosphere-Ocean*, **29:3**, 381-419
- Rossby, C.G. 1940. Planetary flow patterns in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **66**: 68-87.
- Ritter, C.G. 2001. CAPE in polar low cyclogenesis. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.
- Sardie, J.M og Warner, T.T. 1983. On the mechanism for the development of polar lows. *J. Atmos. Sci.* **40**: 869-881.
- Sardie, J.M. og Warner, T.T.1985. A numerical study of the development mechanisms of polar lows. *Tellus*. **37A**: 460-477.

- Shapiro, M.A., Fedor, L.S. og Hampel, T. 1987. Research aircraft measurements of a polar low over the Norwegian Sea. *Tellus*. **39A**: 272-306.
- Skamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, D., Wang, W. og Powers, J. 2008. A description of the Advanced research WRF version 3. *NCAR TECHNICAL NOTE*. National Center for Atmospheric Research.
- Stoelinga, M.T. 1996. A potential vorticity-based study of the role of adiabatic heating and friction in a numerical simulated baroclinic cyclone. *Monthly Weather Review*. **124**: 849-874.
- Tjernström, M., M. Zagar, G. Svensson, J. J. Cassano, S. Pfeifer, A. Rinke, K. Wyser, K. Dethloff, C. Jones, T. Semmler, og M. Shaw. 2005. Modelling the Arctic boundary layer: An evaluation of six ARCMIP regional-scale models using data from the SHEBA project. *Bound. Lay. Meteorol.* **117**: 337-381.
- Unden, P., Rontu, H., Järvinen, P., Lynch, J., Calvo, G. , Cats, J., Cuhart, J. og Eerola, K. 2002. HIRLAM 5 Scientific Documentation: December 2002. *Citeseer*.
- Van Delden, A. og Neggers, R. 2003. A case study of tropopause cyclogenesis. *Meteorological Applications*. **10**: 187-199.
- Wallace, J.M. og Hobbs, P.V. 2006. Atmospheric science: an introductional survey. *Academic Press*.
- Wicker, L. J. og. Skamarock, W. C. 2002. Time splitting methods for elastic models using forward time schemes. *Mon. Wea. Rev*, **130**: 2088-2097 .
- Wilhelmsen, K. 1985. Climatological study of gale-producing polar lows near Norway. *Tellus*. **37A**: 451-459.
- Wiin-Nielsen, A. 1989. A Stability Investigation of a Three Level Quasi Geostrophic Model. *Geophysica*. **25**: 21-35.
- Yano, J. I., og J. F. Geleyn, 2010. Challenges for a new generation of regional forecast models. *Eos*. **91**: 232.

INTERNETTSIDER

http://met.no/Forskning/Publikasjoner/Publikasjoner_2008/filestore/metno_note_1_2008.pdf
(August 2011).

<http://met.no/?module=Articles;action=Article.publicShow;ID=778>. (Oktober 2010)

[http://met.no/Meteorologisk+arbeidsstasjon+\(Diana\).9UFRzM23.ips](http://met.no/Meteorologisk+arbeidsstasjon+(Diana).9UFRzM23.ips). (August 2011)

http://metlex.met.no/wiki/Polare_lavtrykk (August, 2011)

<http://metlex.met.no/wiki/Tråg> (August, 2011)

http://metlex.met.no/wiki/Polare_lavtrykk (August, 2011)

http://metlex.met.no/wiki/Ekvivalent_potensiell_temperatur (Oktober, 2011)

<http://www.miljostatus.no/tema/Polaromradene/Arktis/Klima/> (September, 2011)

<http://nsidc.org/> (Oktober, 2011)

<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

www.met.no. *Polare lavtrykk* (August, 2011)

www.met.no. *DIANA* (August, 2011)

www.miljostatus.no. *Klima i Arktis* (Juli, 2011)

APPENDIKS

APPENDIKS A: TABELLER

TABELL 1: En oppsummering av karakteristikken til hvert modelleksperiment.

Forklaringen til hvert eksperiment beskriver forskjellene i forhold til CTL eksperimentene.

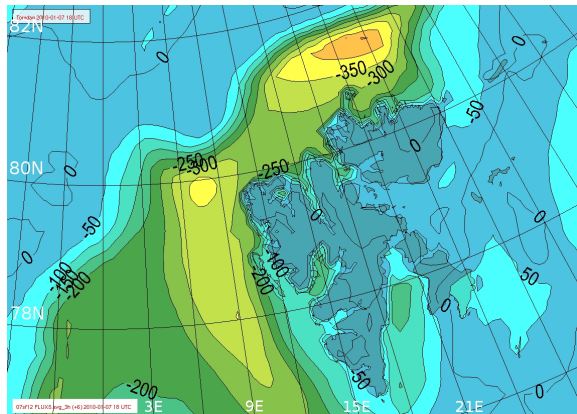
FORKORTEELSE	FORKLARING
TESTKJØRING	Testkjøring for å undersøke plasseringen av iskanten i WRF.
CTL	Kontrollkjøring med modifisert iskant.
CTL+NoCH	Kondensasjonsvarmen ble slått av.
CTL+NoLHF	Latent varmekraft ble slått av over havet.
CTL+NoSHF	Følbare varmekraft ble slått av over havet.
CTL+NoF	Energiflukser fra overflaten av følbare og latent varme ble slått av.
NoCH+NoF	Kondensasjonsvarme og følbare og latente varmekraft ble slått av i kontrollkjøringen.

TABELL 2: En kort oppsummering av hva slags effekter de fysiske prosessene har i forhold til intensiteten til det polare lavtrykket. Dette er basert på de ulike eksperimentene av følsomhet.

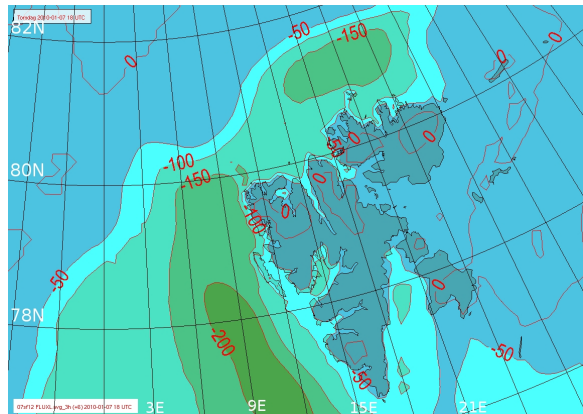
FORKORTEELSE	RESULTATER
TESTKJØRING	Intensiteten i det polare lavtrykket ble underestimert på grunn av arealbegrensninger som skyldtes iskanten.
CTL	Fordypningen av det polare lavtrykket er et resultat av baroklin instabilitet og vekselvirkningen med en PV-anomali i øvre nivåer.
CTL+NoCH	Uten kondensasjonsvarme svekkes intensiteten på det polare lavtrykket gjennom hele simuleringen.
NoLHF	Fordypningen samsvarer med kontrollkjøringen. Spiller en liten rolle under intensivering og deretter. Varmefluksene fra overflaten lager et gunstig miljø for dannelsen av et polart lavtrykk.
NoSHF	Det polare lavtrykket svekkes, men beveger seg lenger nord for Svalbard. Det kan virke som om følbare varmeklukser er noe relevant etter fordypningen av lavtrykket.
CTL+NoF	Uten energiflukser fra overflaten oppstår det ikke et polart lavtrykk. Viktig for å danne et gunstig miljø for dannelsen av det polare lavtrykket ved å endre stabiliteten i atmosfæren.
NoCH+NoF	Uten kondensasjonsvarme og energiflukser fra overflaten oppstår det ikke et polart lavtrykk.

APPENDIKS B: TILLEGGSFIGURER FRA HIRLAM12 MODELLEN

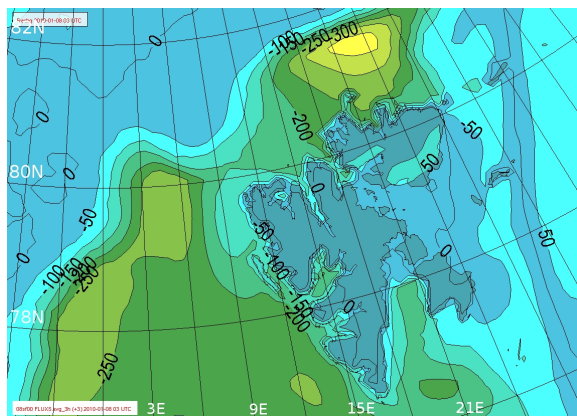
a) 18 UTC 7. januar



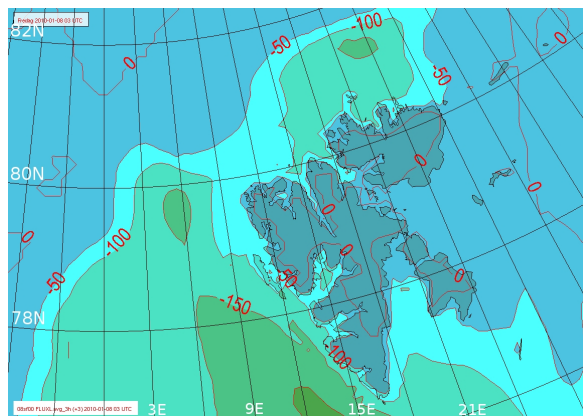
b) 18 UTC 8. januar



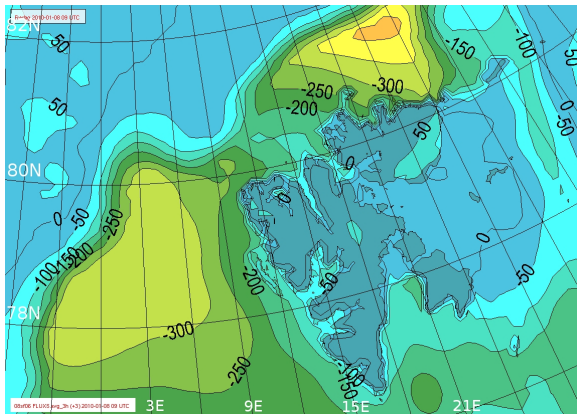
c) 03 UTC 8. januar



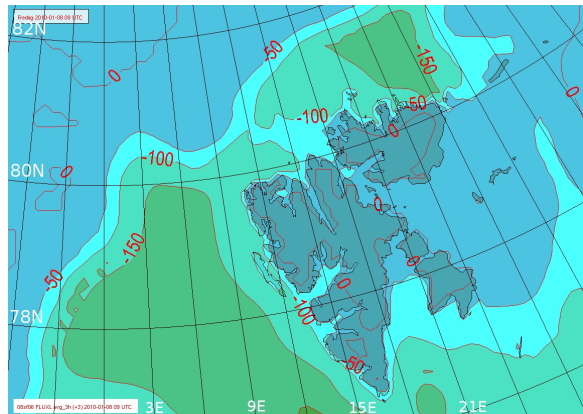
d) 03 UTC 8. januar



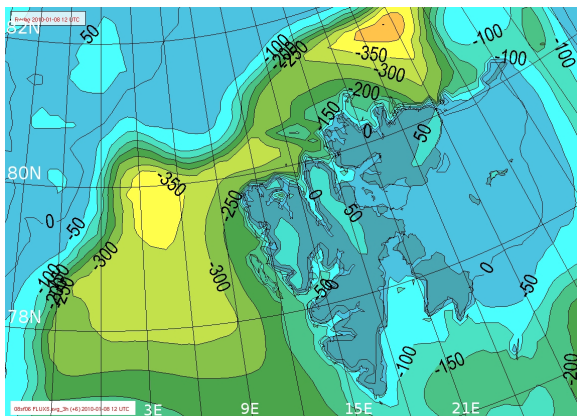
e) 09 UTC 8. januar



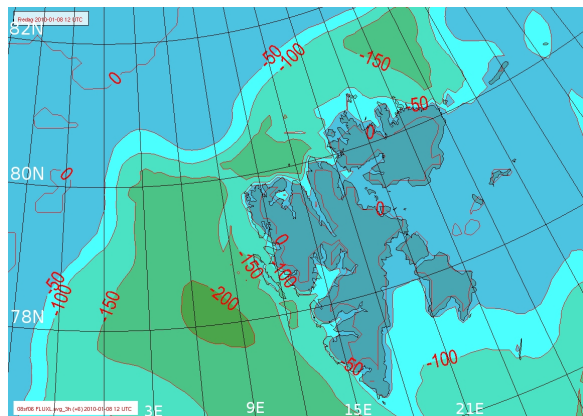
f) 09 UTC 8. januar



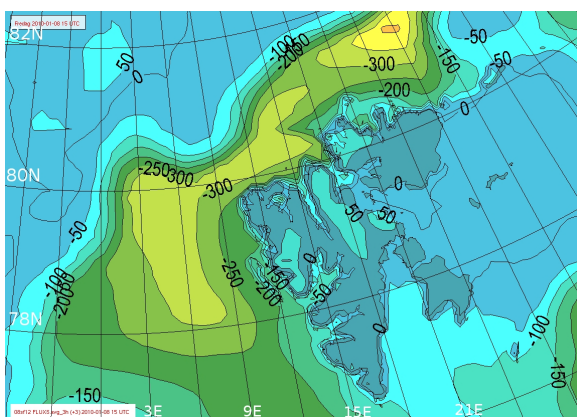
g) 12 UTC 8. januar



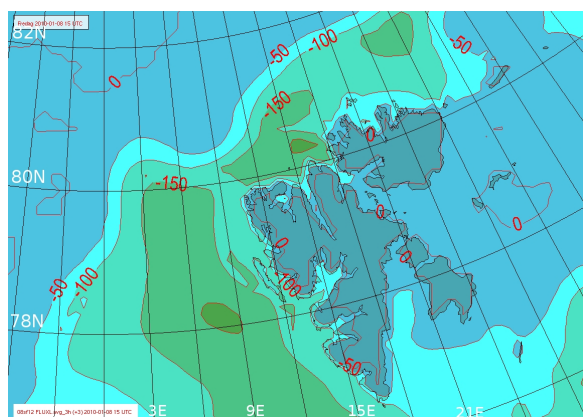
h) 12 UTC 8. januar



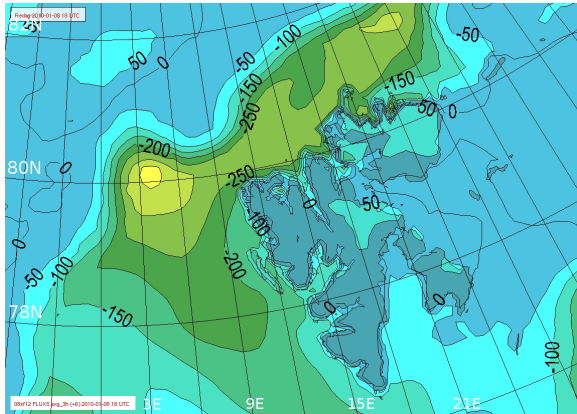
i) 15 UTC 8. januar



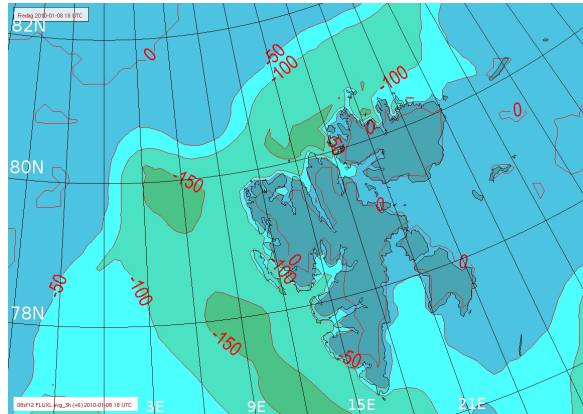
j) 15 UTC 8. januar



k) 18 UTC 8. januar



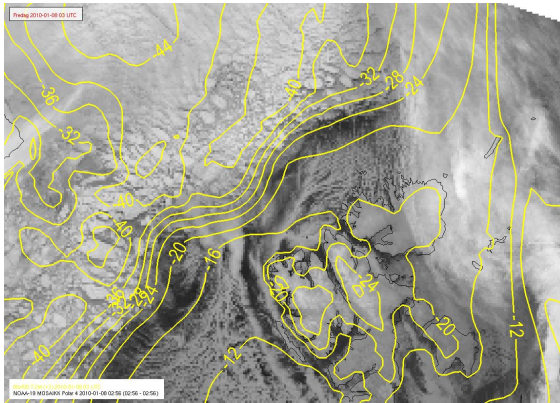
l) 18 UTC 8. januar



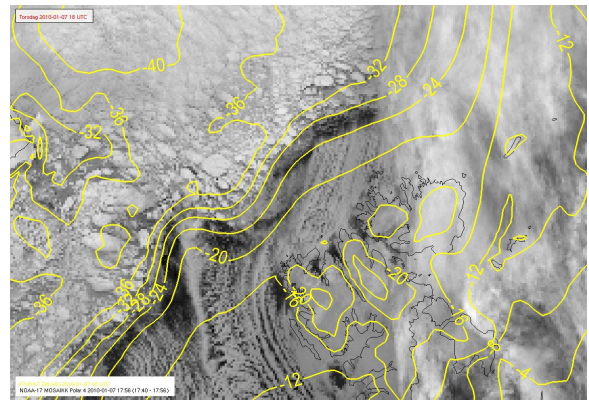
Figur 1: Følbar (venstre side) og latent (høyre side) varmekraft (Wm^{-2}) fra HIRLAM12-analyser.

Isanten og landmasser sees som områder med omtrent null flukser. (a,b) 18 UTC 7. januar; (c,d) 03 UTC 8. januar; (e,f): 09 UTC 8. januar; (g,h): 12 UTC 8. januar; (i,j): 15 UTC 8. januar; (k,l): 18 UTC 8. januar.

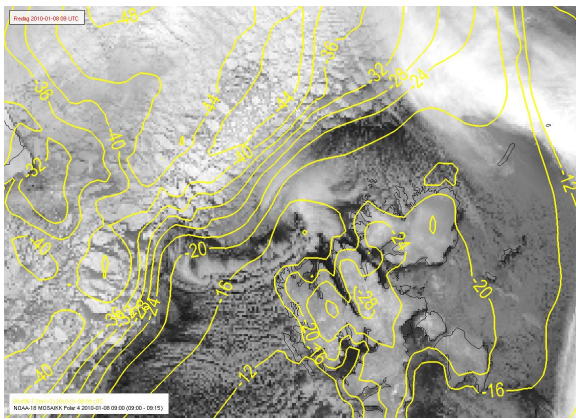
a) 17:56 UTC 7. januar



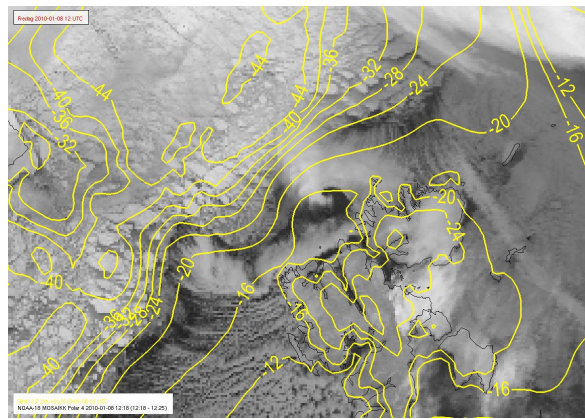
b) 02:56 UTC 8. januar



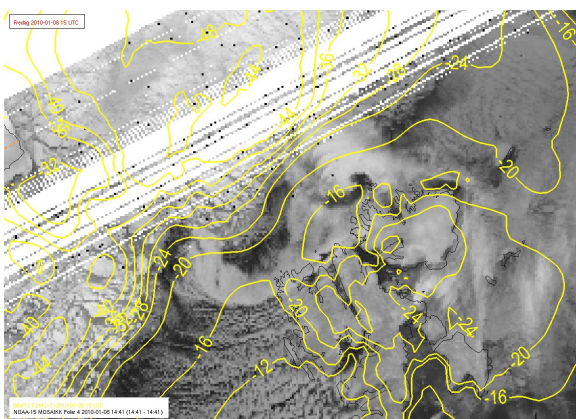
c) 09:00 UTC 8. januar



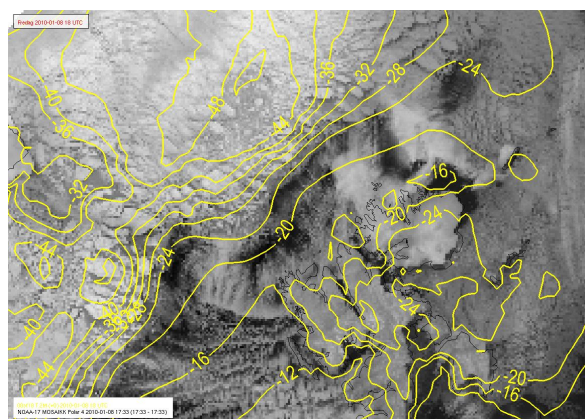
d) 12:18 UTC 8. januar



e) 14:41 UTC 8. januar

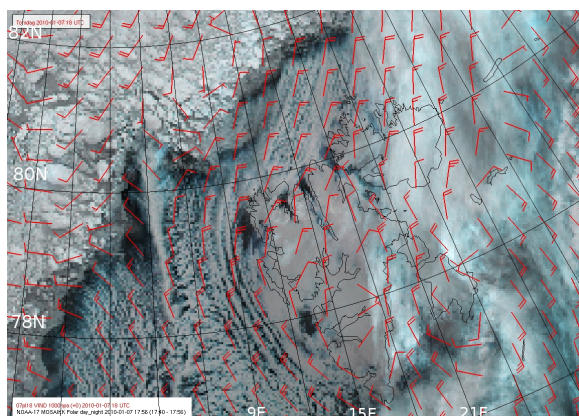


f) 17:33 UTC 8. januar

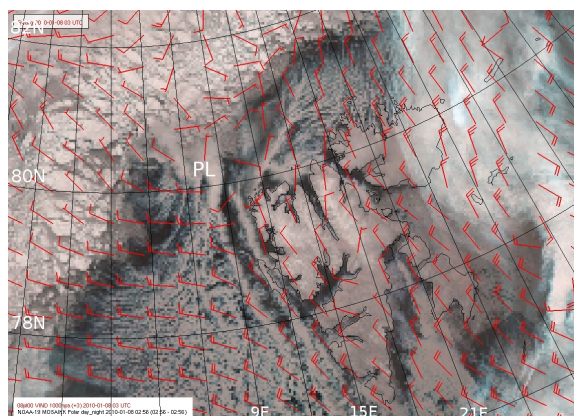


Figur 2: NOAA satellittbilder (infrarød kanal 4) viser utviklingen av det polare lavtrykket. Plassert over satellittbildene ligger temperaturen ved 2-m høyde (gule konturer) fra HIRLAM12-analysen ved omtrent samme tidspunkt. Satellittbildene er vist for a) 17:56 UTC 7. januar fra 18 UTC analysen; b) 02:56 UTC 8. januar fra 00 UTC analysen; c) 09:00 UTC 8. januar fra 06 UTC analysen; d) 12:18 UTC 8. januar fra 12 UTC analysen; e) 14:41 UTC 8. januar fra 12 UTC analysen; f) 17:33 UTC 8. januar fra 18 UTC analysen. Kystlinjen er vist i svart.

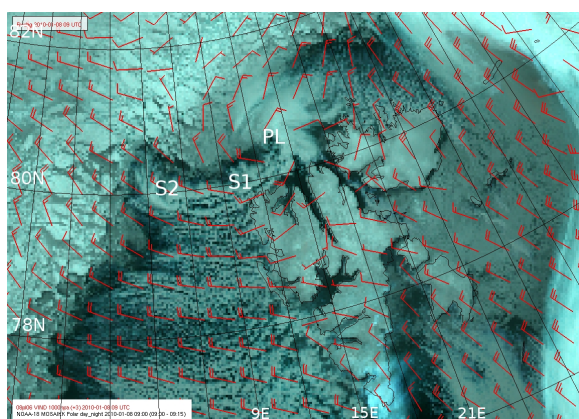
a) 17:56 UTC 7. januar



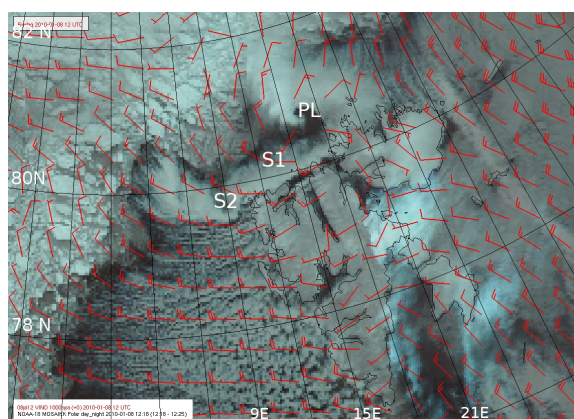
b) 02:56 UTC 8. januar



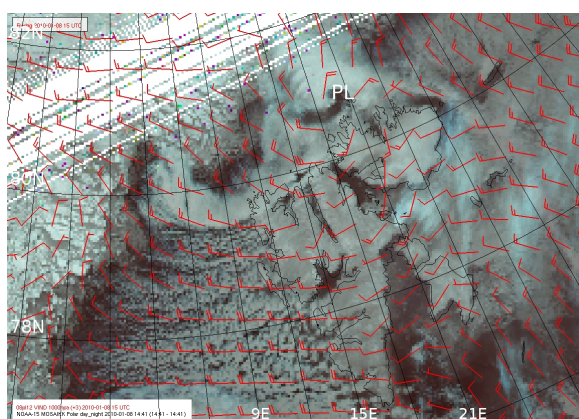
c) 09:00 UTC 8. januar



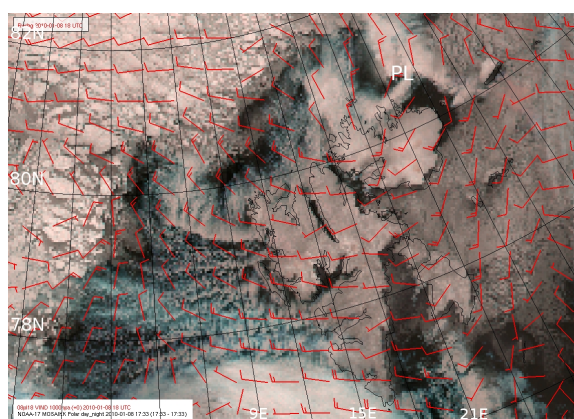
d) 12:18 UTC 8. januar



e) 14:41 UTC 8. januar

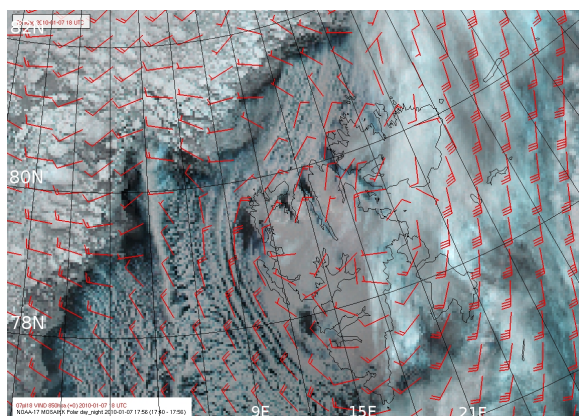


f) 17:33 UTC 8. januar

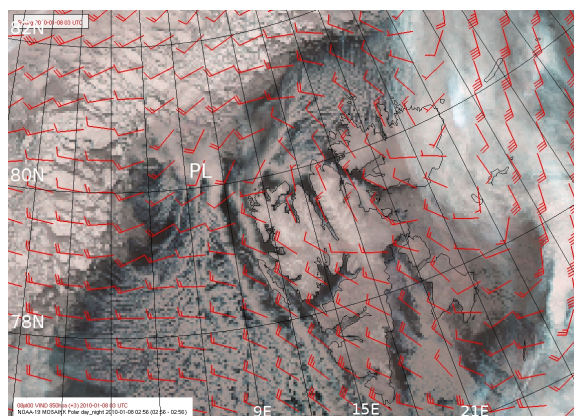


Figur 3: NOAA satellittbilder (infrarøde dag-natt bilder) viser vindhastighet og retning, indikert med røde piler ved 10-m høyde (i ms^{-1}) fra HIRLAM12 analysen. Følgende tidspunkt er vist: a) 17:56 UTC 7. januar fra 18 UTC analysen; b) 02:56 UTC 8. januar fra 03 UTC analysen; c) 09:00 UTC 8. januar fra 09 UTC analysen; d) 12:18 UTC 8. januar fra 12 UTC analysen; e) 14:41 UTC 8. januar fra 12 UTC analysen; f) 17:33 UTC 8. januar fra 18 UTC analysen. Det polare lavtrykket er merket PL. Kystlinjer er vist i svart.

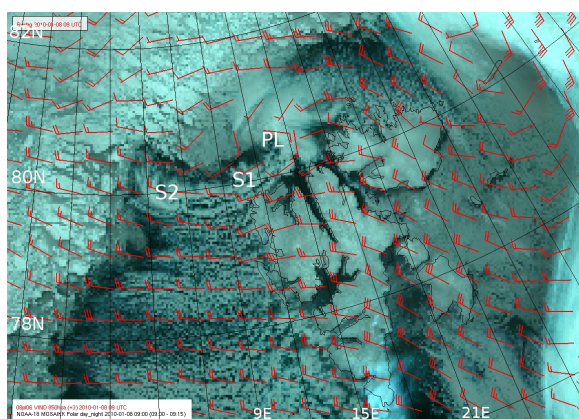
a) 17:56 UTC 7. januar



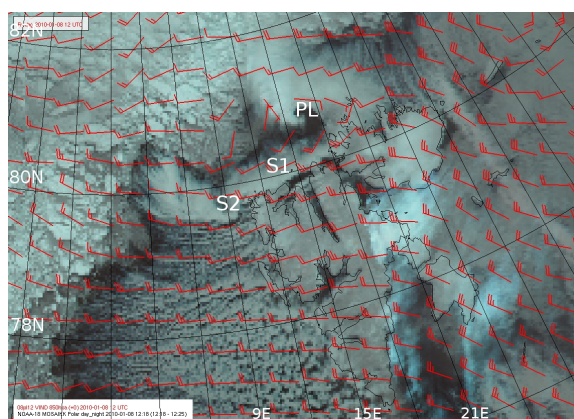
b) 02:56 UTC 8. januar



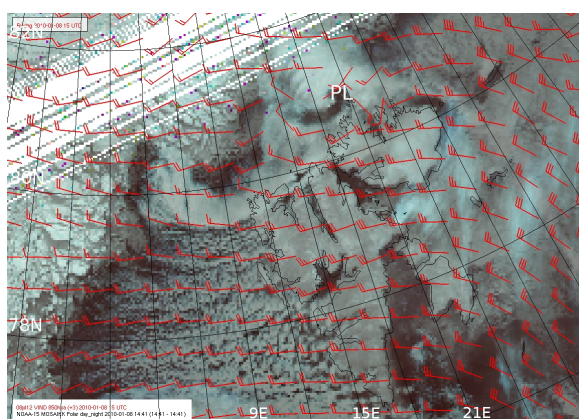
c) 09:00 UTC 8. januar



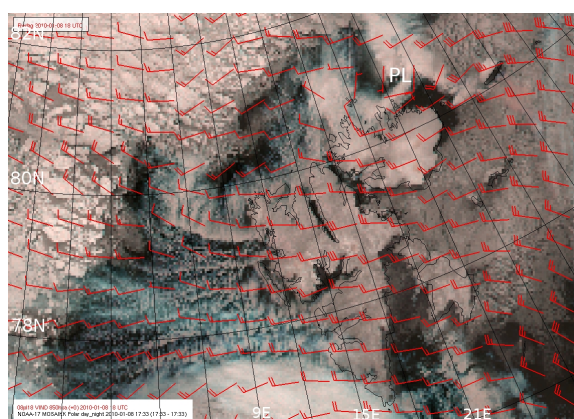
d) 12:18 UTC 8. januar



e) 14:41 UTC 8. januar

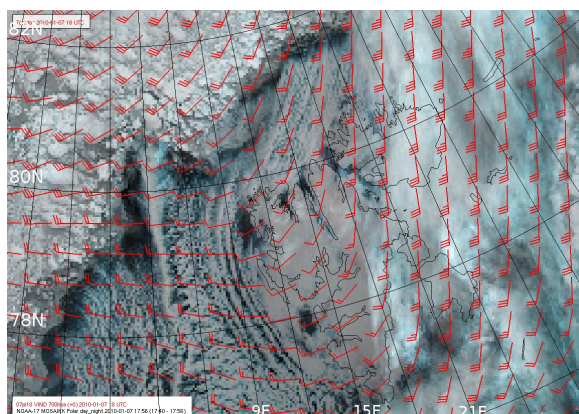


f) 17:33 UTC 8. januar

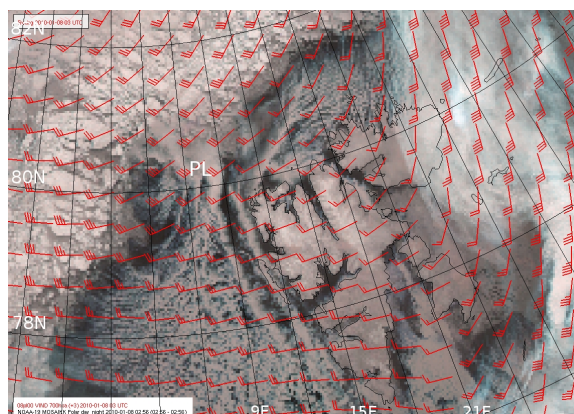


Figur 4: NOAA satellittbilder (infrarøde dag-natt bilder) viser vindhastighet og retning, indikert med røde piler ved 850 hPa (i ms^{-1}) fra HIRLAM12 analysen. Følgende tidspunkt er vist: a) 17:56 UTC 7. januar fra 18 UTC analysen; b) 02:56 UTC 8. januar fra 03 UTC analysen; c) 09:00 UTC 8. januar fra 09 UTC analysen; d) 12:18 UTC 8. januar fra 12 UTC analysen; e) 14:41 UTC 8. januar fra 12 UTC analysen; f) 17:33 UTC 8. januar fra 18 UTC analysen. Det polare lavtrykket er merket PL. Kystlinjer er vist i svart.

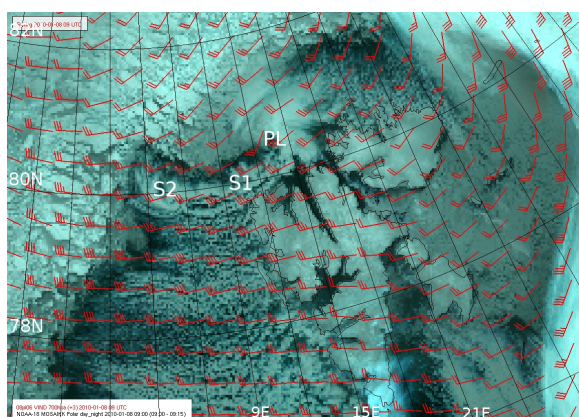
a) 17:56 UTC 7. januar



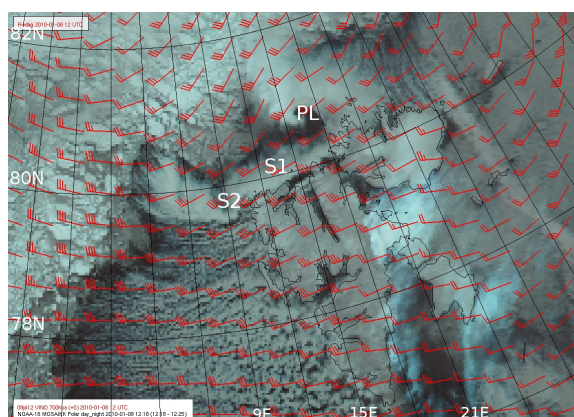
b) 02:56 UTC 8. januar



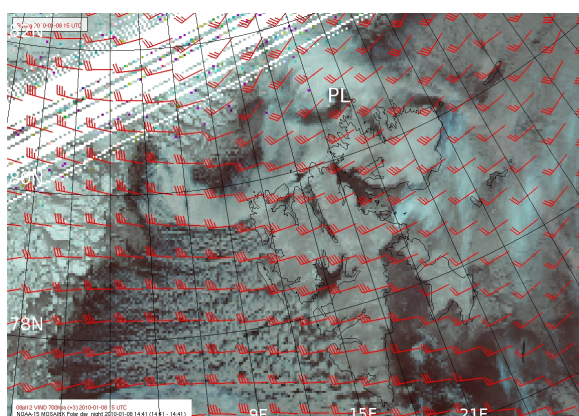
c) 09:00 UTC 8. januar



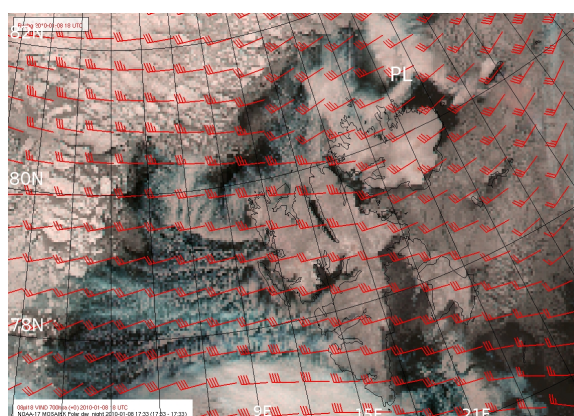
d) 12:18 UTC 8. januar



e) 14:41 UTC 8. januar

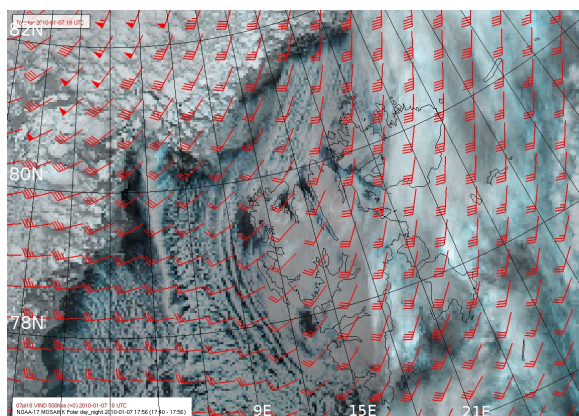


f) 17:33 UTC 8. januar

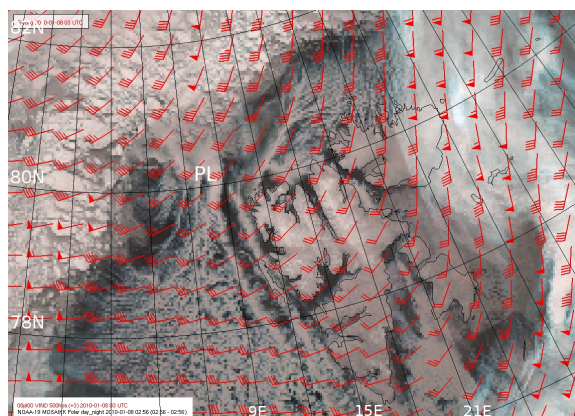


Figur 5: NOAA satellittbilder (infrarøde dag-natt bilder) viser vindhastighet og retning, indikert med røde piler ved 700 hPa (i ms^{-1}) fra HIRLAM12 analysen. Følgende tidspunkt er vist: a) 17:56 UTC 7. januar fra 18 UTC analysen; b) 02:56 UTC 8. januar fra 03 UTC analysen; c) 09:00 UTC 8. januar fra 09 UTC analysen; d) 12:18 UTC 8. januar fra 12 UTC analysen; e) 14:41 UTC 8. januar fra 12 UTC analysen; f) 17:33 UTC 8. januar fra 18 UTC analysen. Det polare lavtrykket er merket PL. Kystlinjer er vist i svart.

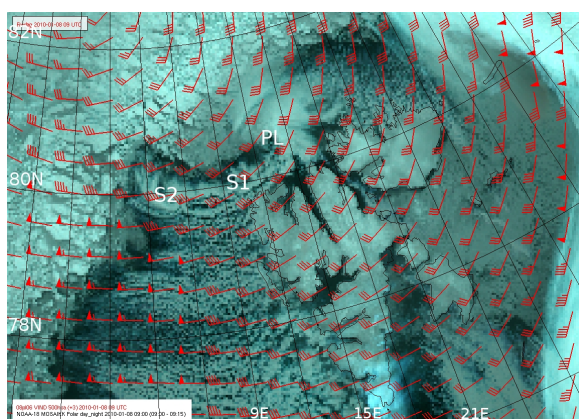
a) 17:56 UTC 7. januar



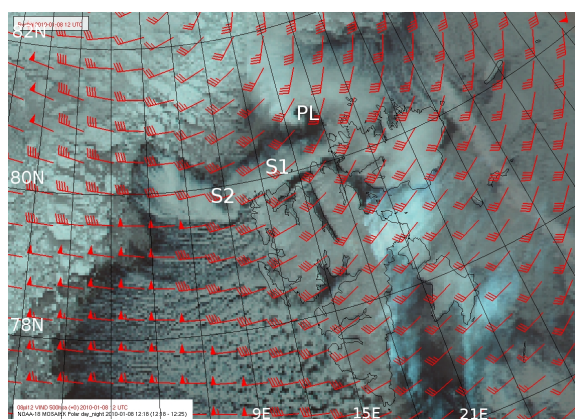
b) 02:56 UTC 8. januar



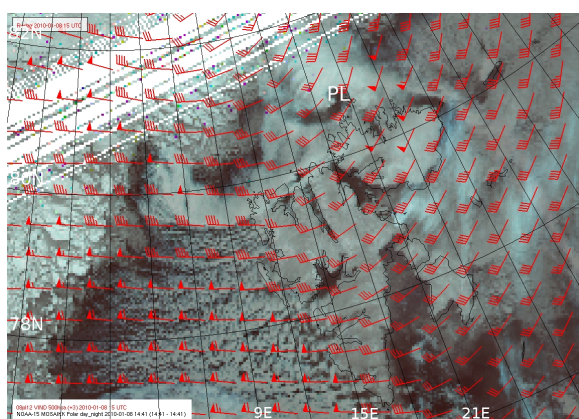
c) 09:00 UTC 8. januar



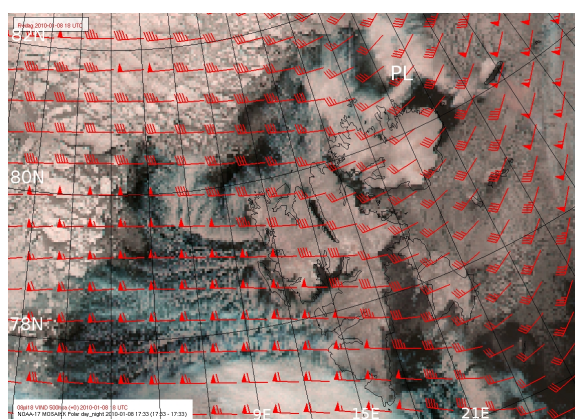
d) 12:18 UTC 8. januar



e) 14:41 UTC 8. januar

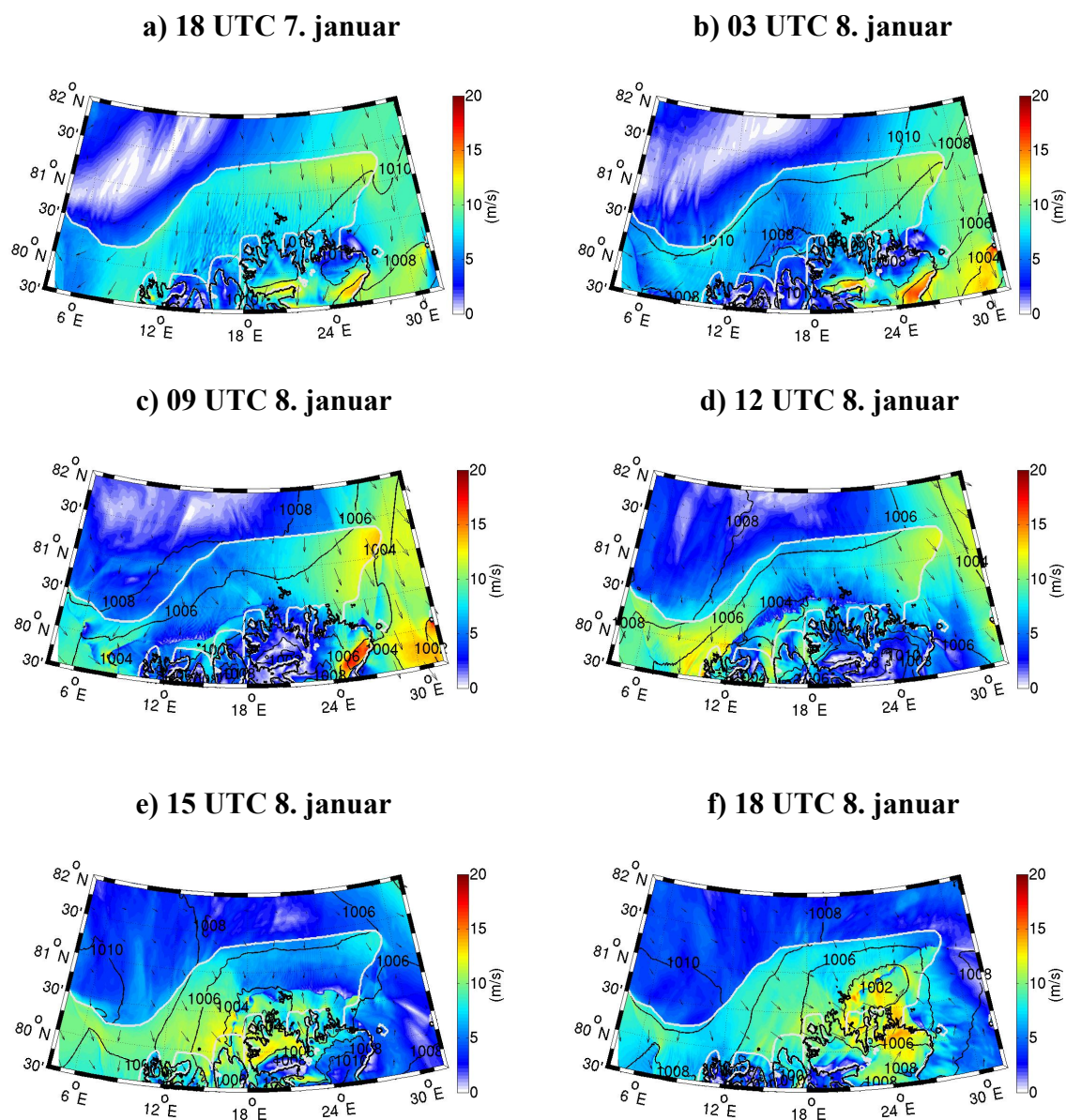


f) 17:33 UTC 8. januar



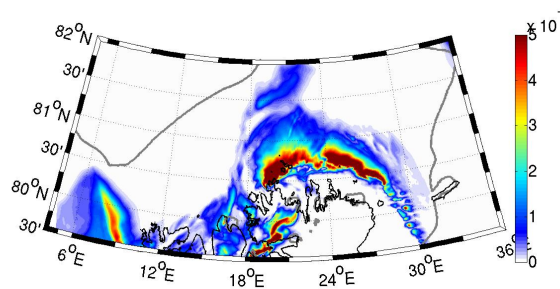
Figur 6: NOAA satellittbilder (infrarøde dag-natt bilder) viser vindhastighet og retning, indikert med røde piler ved 500 hPa (m s^{-1}) fra HIRLAM12 analysen. Følgende tidspunkt er vist: a) 17:56 UTC 7. januar fra 18 UTC analysen; b) 02:56 UTC 8. januar fra 03 UTC analysen; c) 09:00 UTC 8. januar fra 09 UTC analysen; d) 12:18 UTC 8. januar fra 12 UTC analysen; e) 14:41 UTC 8. januar fra 12 UTC analysen; f) 17:33 UTC 8. januar fra 18 UTC analysen. Det polare lavtrykket er merket PL. Kystlinjer er vist i svart.

APPENDIKS C: TILLEGGSFIGURER FRA WRF MODELLEN

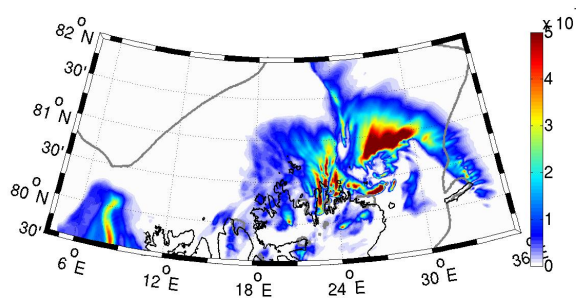


Figur 7: Gjennomsnittlig overflatetrykk (sorte linjer, hPa), vindhastighet (ms^{-1} , farget) og vindretning (svarte piler) fra testkjøringen. Iskanten er vist ved en tykk hvit kurve. De følgende tidspunktene er vist: a) 18 UTC 7. januar; b) 03 UTC 8. januar; c) 09 UTC 8. januar; d) 12 UTC 8. januar; e) 15 UTC 8. januar; f) 18 UTC 8. januar.

a) 15 UTC 8. januar



b) 18 UTC 8. januar



Figur 8: Kraftige snøbyger preger området der det polare lavtrykket beveger seg. Snømengden er gitt ved kg m^{-3} . Den grå linjen indikerer iskanten. Følgende tidspunkt er vist: a) 15 UTC 8. januar; b) 18 UTC 8. januar.

